



**HAL**  
open science

**Quantification des contributions aux écoulements dans un bassin englacé par modélisation glacio-hydrologique. : Application à un sous-bassin de la Dudh Koshi (Népal, Himalaya).**

Louise Mimeau

► **To cite this version:**

Louise Mimeau. Quantification des contributions aux écoulements dans un bassin englacé par modélisation glacio-hydrologique. : Application à un sous-bassin de la Dudh Koshi (Népal, Himalaya).. Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes, 2018. Français. NNT: 2018GREAU014. tel-01863806

**HAL Id: tel-01863806**

**<https://theses.hal.science/tel-01863806>**

Submitted on 29 Aug 2018

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

## THÈSE

Pour obtenir le grade de

### **DOCTEUR DE LA COMMUNAUTÉ UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES**

Spécialité : **Océan Atmosphère et Hydrologie**

Arrêté ministériel : 25 mai 2016

Présentée par

**Louise MIMEAU**

Thèse dirigée par **Michel ESTEVES**

et codirigée par **Hans-Werner JACOBI** et **Isabella ZIN**

préparée au sein de l' **Institut des Géosciences de l'Environnement**  
et de l'école doctorale **Terre Univers Environnement**

### **Quantification des contributions aux écoulements dans un bassin englacé par modélisation glacio-hydrologique.**

Application à un sous-bassin de la Dudh Koshi (Népal, Himalaya).

Thèse soutenue publiquement le **4 mai 2018**,  
devant le jury composé de :

**Antonello PROVENZALE**

Directeur de recherche CNR, IGG, Pise, Italie, Rapporteur

**Pierre RIBSTEIN**

Professeur à Sorbonne Universités, METIS, Paris, Rapporteur

**Isabelle BRAUD**

Directrice de recherche IRSTEA, HHLY, Lyon, Présidente

**Simon GASCOIN**

Chargé de recherche CNRS, CESBIO, Toulouse, Examineur

**Michel ESTEVES**

Directeur de recherche IRD, IGE, Grenoble, Directeur de thèse

**Hans-Werner JACOBI**

Directeur de recherche CNRS, IGE, Grenoble, Co-Directeur de thèse

**Isabella ZIN**

Maître de conférences Grenoble-INP, IGE, Grenoble, Co-Directrice de thèse







---

## Remerciements

Je tiens à remercier toutes les personnes qui ont contribué à ce manuscrit et qui m'ont soutenue pendant la durée de ma thèse.

En premier lieu, je tiens à remercier les deux rapporteurs de ce manuscrit, Antonello Provenzale et Pierre Ribstein, ainsi que Isabelle Braud et Simon Gascoin pour leur lecture de mes travaux, pour leurs commentaires et recommandations.

Je remercie chaleureusement mes trois encadrants de thèse, Michel Esteves, Hans-Werner Jacobi et Isabella Zin qui m'ont tous les trois beaucoup apporté et m'ont aidé à évoluer dans le monde de la recherche. Vous avez su être complémentaires et m'avez apporté vos connaissances et votre soutien dans différents domaines. Merci Michel pour ta disponibilité et ton écoute, et merci de m'avoir offert l'opportunité de mener cette thèse ainsi que l'incroyable opportunité d'aller dans l'Himalaya jusqu'aux pieds de l'Everest ! Merci Hans-Werner pour ton expertise pour la simulation du couvert neigeux ainsi que pour ta disponibilité et tes conseils, en particulier pendant la rédaction de ce manuscrit. Merci Isabella pour tes connaissances et ton aide précieuse en modélisation hydrologique. Je te remercie aussi de m'avoir donné le goût de l'enseignement et d'avoir su me faire confiance lors de mes interventions auprès des étudiants.

Je remercie tous les membres du projets PRESHINE pour l'ensemble des échanges que nous avons eu. Ces interactions inter-disciplinaires ont été essentielles à mon travail de thèse. Merci à Yves Arnaud, Fanny Brun, Alexandra Giese et Patrick Wagnon pour votre expertise en glaciologie qui m'a été d'une grande aide, en particulier pour la simulation et la validation des bilans de masse des glaciers. Merci à Olivia Aubriot, Marie Faulon, Etienne Jacquemet, Ornella Puschiasis et Joëlle Smadja pour vos travaux en sciences sociales et nos discussions qui ont été très enrichissantes et qui m'ont aidé à comprendre clairement les enjeux de ma thèse dans la région du Khumbu. Merci à Pierre Chevallier, François Delclaux et Judith Eeckman, pour la collaboration que nous avons eu concernant la modélisation hydrologique.

Je remercie Michel Esteves, Devesh Koirala, Luc Neppel, Judith Eeckman, Joëlle Smadja, Olivia Aubriot, Monique Fort, Marie Faulon, et Etienne Jacquemet pour la belle aventure que j'ai eu la chance de partager avec vous au Népal.

Je remercie les membres de l'équipe CYME de l'IGE pour nos interactions lors des réunions d'équipe. Je remercie particulièrement Thomas Condom pour ses conseils en modélisation glacio-hydrologique avec le modèle DHSVM-GDM ainsi que Clémentine Junquas pour nos échanges concernant les données de précipitation en Himalaya.

Je remercie Ahmed Alatrash et Corentin Saint-Sulpice pour leur investissement pendant leur stage et pour leurs travaux en traitement d'image satellite et modélisation hydrologique sur le bassin de Phakding qui m'ont été très utiles.

Je remercie l'ensemble des doctorants, post-docs et stagiaires de l'IGE que j'ai rencontré et qui ont contribué à la bonne ambiance de travail au laboratoire. Tout d'abord, un merci tout particulier à Aude qui a traversé ces années de thèse à mes côtés : merci pour ton amitié, pour tous les longs

---

bavardages autour d'un thé à la cafèt et pour les escapades en montagnes (malheureusement pas toujours très réussies) et en Italie. Merci à tous les doctorants et post-docs qui ont partagé mon bureau : Camille et Annette pour m'avoir guidée et si bien accueillie au début de ma thèse ainsi que Joseph, Coraline, Hervé et Alessandra. Merci à Valentin, Lise, Marine, Tania, Damien, Stéphanie, Camille, Annette, Alix, Aude, Abdoulaye, François, Catherine, Magdalena, Alban, Emilie, Erwann, Fanny, Carméline et Odette pour tous les bons moments partagés au labo, ainsi qu'en soirées autour d'une bière, d'une glace et aux concerts de fanfares !

Merci à Marine, Camille, Annette, Aude, Alix pour votre bonne humeur, pour les délicieux gâteaux et les papotages pendant les tricots-thé du dimanche.

Je remercie mes amis du groupe Brik à Balk, Cyril, Maëlle, Marianne, Nina, Guillaume, Flo, Thomas, Lise et Solène pour m'avoir redonné envie de faire de la musique, pour m'avoir fait découvrir le répertoire de la musique des Balkans (qui a rythmé de nombreuses heures de travail!), et surtout pour les merveilleux moments musicaux que nous avons partagés.

Enfin, je remercie tout particulièrement mes parents et Chloé à qui je dois tant. Merci pour votre soutien inconditionnel, votre écoute et vos précieux conseils.

---

## Résumé

Dans un contexte de recul des glaciers causé par le changement climatique et d'augmentation des besoins en eau due à l'accroissement de la population et au développement économique, quantifier les contributions à l'origine des écoulements dans les bassins versants de montagne himalayens est nécessaire à la gestion de la ressource en eau actuelle ainsi qu'à la recherche de solutions d'adaptation aux impacts du changement climatique. La modélisation hydrologique est un outil adapté à la compréhension du fonctionnement des bassins versants de montagne cependant, le manque de données météorologique dans les régions de haute altitude et la représentation simplifiée des processus cryosphériques dans les modèles hydrologiques induisent de fortes incertitudes sur la simulation des débits dans les rivières. Cette thèse vise à quantifier les différentes contributions aux écoulements ainsi que leurs variations saisonnières à l'échelle locale en appliquant un modèle glacio-hydrologique dans un bassin englacé de l'Himalaya népalais. Une nouvelle paramétrisation de l'albédo de la neige et de la fonte des glaciers couverts ainsi qu'une implémentation d'un module d'avalanche sont ajoutés dans le modèle DHSVM-GDM pour améliorer la simulation du couvert neigeux et de l'évolution des glaciers. L'analyse du bilan hydrologique simulé avec la nouvelle configuration du modèle montre que les glaciers jouent un rôle important sur les débits à l'exutoire, notamment en hiver où les débits sont principalement contrôlés par l'écoulement de l'eau liquide stockée dans les glaciers. Cette thèse met en relief la difficulté de quantifier la contribution des glaciers dans les débits de rivière, en effet, sur le bassin étudié, cette contribution est estimée à 45 % de l'écoulement total si on considère la part des écoulements issus de la fonte de glace, ou bien à 70 % si on considère la part des écoulements provenant des zones englacées. L'incertitude des résultats de modélisation est étudiée en évaluant les impacts de la représentation des processus dans le modèle et de l'incertitude des données de forçage sur la simulation des contributions aux écoulements. L'incertitude sur la surface englacée dans le bassin génère une incertitude de 20 % sur le volume de fonte de glace simulé et l'incertitude sur les données de précipitations aboutit à une estimation de la contribution de la fonte de glace aux écoulements est comprise entre 28 et 70 % des débits annuels.

---

## Abstract

In a context of glacier shrinkage caused by climate change and in a context of an increase of the water demand due to population growth and economic development, it is necessary to quantify the contributions to the outflow in the Himalayan mountain catchments in order to improve the present water resource management and find adaptation solutions to climate change. Hydrological models are useful tools to understand the water balance in mountain catchment, however, the lack of meteorological data in high altitude regions and the simplified representation of the cryospheric processes in the models lead to large uncertainties on the simulated river discharges. This study quantifies the different contributions to the outflow as well as their seasonal variations at local scale using a glacio-hydrological model in a glacierized catchment located in the Nepalese Himalayas. New parametrizations for the snow albedo and debris covered glaciers, as well as an avalanche module, were implemented in DHSVM-GDM model in order to improve the simulation of the snow cover dynamics and the glacier evolution. The simulated water balance obtained with the new configuration of the DHSVM-GDM model shows that glaciers have a major impact on the river discharges, especially during winter when the outflow is mainly controlled by the release from the englacial water storage. This study highlights the complexity of quantifying the glacier contribution to the river discharges because, on the studied catchment, the glacier contribution is equal to 45 % of the total runoff considering the share of ice melt to the river discharge, or 70 % considering the share of runoff originating from glacierized areas. The impact of the representation of the cryospheric processes in the model and the impact of the forcing data on the simulated water components are analysed to assess the uncertainty on the hydrological modelling. The uncertainty related to the glacierized area estimation leads to an uncertainty of 20 % on the simulated ice melt volume, and the uncertainty related to the precipitation datasets result in a simulated ice melt contribution to the outflow ranging from 28 et 70 % of the annual outflow.

---

# Table des matières

---

Remerciements.....	i
Résumé.....	iii
Abstract.....	iv
Liste des acronymes.....	vii
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
I. CONTEXTE ET OBJECTIFS : LA RESSOURCE EN EAU DANS L'HIMALAYA NÉPALAIS.....	3
I.1. Changement climatique et impacts sur la ressource en eau.....	5
I.2. Les usages de la ressource en eau dans l'Himalaya népalais.....	17
I.3. Les enjeux de la modélisation hydrologique en Himalaya.....	27
I.4. Objectifs de la thèse.....	41
II. DONNÉES ET MODÈLE HYDROLOGIQUE.....	45
II.1. Présentation générale de la zone d'étude.....	47
II.2. Présentation du modèle glacio-hydrologique DHSVM-GDM.....	53
II.3. Données de forçage et de validation.....	60
II.4. Configuration des simulations et critères d'évaluation.....	79
II.5. Synthèse.....	81
III. OPTIMISATION DE LA REPRÉSENTATION DES PROCESSUS CRYOSPHERIQUES DANS DHSVM-GDM ET QUANTIFICATION DES CONTRIBUTIONS AUX ÉCOULEMENTS DANS LE BASSIN DE PHERICHE	
83	
III.1. Publication : Quantification of different flow components in a high-altitude glacierized catchment (Dudh Koshi, Nepalese Himalaya).....	85
III.2. Résultats complémentaires.....	112
III.3. Étude de l'évènement du typhon Phailin en octobre 2013.....	116
III.4. Synthèse.....	119

IV. INCERTITUDES DES DONNÉES DE PRÉCIPITATION ET IMPACT SUR LA MODÉLISATION GLACIO-HYDROLOGIQUE.....	121
IV.1. Publication : Impact of precipitation uncertainty on the simulated hydrological response of a small glacierized Himalayan catchment.....	123
IV.2. Résultats complémentaires.....	147
IV.3. Retour sur l'évènement du typhon Phailin en octobre 2013.....	149
IV.4. Synthèse.....	152
V. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....	153
V.1. Synthèse des résultats.....	154
V.2. Perspectives.....	157
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	171
ANNEXES.....	185
A. Mission sur le terrain.....	186
B. Reconstruction des données météorologiques in-situ.....	190
C. Paramètres utilisés dans DHSVM-GDM.....	193
D. Méthode de calcul des composantes hydrologiques par zones contributives.....	197
E. Compléments sur l'étude du bassin de Phakding.....	200

---

# Liste des acronymes

---

- ANR** Agence Nationale de la Recherche. 41
- APHRODITE** Asian Precipitation - Highly-Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation. 7
- ASTER** Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer. 60
- CHIRPS** Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data. 68
- DHSVM-GDM** Distributed Hydrology Soil Vegetation Model - Glacier Dynamics Model. 51
- EvK2-CNR** Everest K2 - Italian National Research Council. 64
- FAO** Food and Agriculture Organization of the United Nations. 49
- GAMDAM** Glacier Area Mapping for Discharge from the Asian Mountains. 62
- GCM** General Circulation Model. 8
- GIEC** Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat. 7
- GLACIOCLIM** Service d'observation "Les GLACIers, un Observatoire du CLIMat". 64
- GLOF** Glacier Lake Outburst Floods. 16
- HAR** High Asia Refined analysis. 67
- HKH** Hindu-Kush Himalaya. 5
- ICIMOD** International Centre for Integrated Mountain Development. 62
- IDW** Inverse Distance Weighting. 72
- KGE** Kling-Gupta Efficiency. 79
- MAR** Modèle atmosphérique régional. 166
- MNT** Modèle Numérique de Terrain (DEM Digital Elevation Model). 53
- MOD10A1** MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500m SIN Grid. 75
- MODIS** Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer. 75
- NDSI** Normalized Difference Snow Index. 77
- NSE** Nash-Sutcliffe Efficiency. 79



**PAPRIKA** Réponse de la cryosphère aux pressions anthropiques dans l'Hindu-Kush-Himalaya. 41

**PRESHINE** Pressions sur les Ressources en Eau et en Sols dans l'Himalaya Népalais. 41

**RCM** Regional Circulation Model. 8

**RCP** Representative Concentration Pathway. 8

**RMSE** Root Mean Square Error. 80

**SCA** Snow Covered Area. 77

**SNP** Sagarmatha National Park. 47

**SOTER** Soil and Terrain. 60

**TMPA** TRMM Multisatellite Precipitation Analysis. 68

**TRMM** Tropical Rainfall Measuring Mission. 68

---

# Introduction générale

---

La chaîne de l'Himalaya est appelée "le château d'eau" de l'Asie car ses glaciers contribuent aux écoulements des grands fleuves d'Asie (le Brahmapoutre, l'Indus et le Gange) et représentent un réservoir d'eau naturel pour plus d'un milliard de personnes. Face au recul des glaciers causé par le réchauffement climatique et face à l'augmentation des besoins en eau due à l'accroissement de la population et au développement économique des pays en aval de glaciers himalayens, il est important de quantifier la part actuelle des écoulements produite par la fonte glaciaire et de prévoir quelle va être leur évolution future. De manière plus générale, comprendre l'ensemble des processus à l'origine des écoulements dans les grands bassins d'Asie et savoir quantifier ces différentes contributions (d'origine pluviale, nivale, glaciaire) est indispensable à la gestion de la ressource en eau actuelle ainsi qu'à la recherche de solutions d'adaptation aux impacts des changements globaux.

Les modèles hydrologiques sont des outils adaptés pour l'étude du fonctionnement des bassins versants et sont largement utilisés dans les études d'estimation de la disponibilité de la ressource en eau. Cependant, la modélisation hydrologique en région de haute montagne possède plusieurs limites. Une première limite est due au manque de données disponibles et fiables à haute altitude pour décrire les bassins versants et la météorologie dans les modèles. En particulier, les précipitations sont mal connues en Himalaya à cause de la difficulté d'installer des stations de mesure dans une région ayant une topographie complexe et peu accessible et la difficulté de mesurer efficacement les précipitations solides. Une deuxième limite réside dans la représentation des processus glaciaires dans les modèles hydrologiques : la fonte nivale et glaciaire est généralement intégrée de manière simplifiée dans les modèles ce qui génère une incertitude sur la simulation des débits et l'estimation des différentes contributions aux écoulements.

Ce travail de thèse, mené dans le cadre du projet ANR PRESINE (Pressions sur la ressource en eau et en sols dans l'Himalaya népalais), quantifie par modélisation les différentes contributions hydrologiques aux débits par modélisation glacio-hydrologique d'un petit bassin versant englacé de l'Himalaya népalais (Dudh Koshi amont, 146 km<sup>2</sup>). On s'intéresse donc à un bassin versant de petite

échelle, d'une part parce que c'est l'échelle d'exploitation de la ressource en eau par les villageois, mais aussi parce que c'est l'échelle des actions d'adaptation des sociétés locales aux changements climatiques et environnementaux. Dans le souci de préparer des simulations de scénarios futurs et de donner un maximum d'information pour la prise de décision, en plus de proposer une représentation du fonctionnement hydrologique du bassin versant par le modèle DHSVM-GDM (dont certaines paramétrisations ont été améliorées), on donne une estimation des incertitudes associées.

Le manuscrit est organisé en quatre chapitres.

Le **Chapitre 1** décrit le contexte de cette thèse. Les caractéristiques géographiques et climatiques de l'Himalaya sont présentées ainsi que le contexte socio-économique de l'utilisation de la ressource en eau. Puis ce chapitre décrit le contexte de la modélisation glacio-hydrologique en Himalaya. Les objectifs de la thèse sont développés et précisés à la fin de ce chapitre.

Le **Chapitre 2** présente le bassin versant de Pheriche qui est le site d'étude de cette thèse, ainsi que les méthodes utilisées pour la modélisation glacio-hydrologique. Ce chapitre fait une présentation détaillée du modèle DHSVM-GDM, et détaille les données de forçage et de validation utilisées pour la modélisation ainsi que les méthodes de traitement de ces données.

Le **Chapitre 3** présente les résultats de l'application du modèle DHSVM-GDM au bassin de Pheriche. Dans un premier temps, des modifications sont apportées à la paramétrisation de la neige et de la glace dans le modèle pour améliorer la représentation des processus cryosphériques, puis le bilan hydrologique et les contributions aux écoulements simulés avec la version optimisée du modèle sont analysés en détail pour comprendre le fonctionnement du bassin versant. L'incertitude liée à la représentation des processus dans le modèle est analysée en comparant les résultats de simulation du couvert neigeux, de l'évolution des glaciers et des débits à l'exutoire obtenus avec différentes configurations du modèle.

Le **Chapitre 4** présente l'étude de l'incertitude liée aux précipitations dans le bassin de Pheriche. Différents jeux de données de précipitations (in situ, CHIRPS, HAR et TRMM) disponibles à faibles résolutions spatiales et temporelles en Himalaya sont comparés. Ce chapitre présente également les résultats de simulation obtenus avec ces différents jeux de données pour évaluer l'impact de l'incertitude des précipitations sur la quantification des contributions aux écoulements.

Le manuscrit se termine par les conclusions et les perspectives de cette étude.

---

# Contexte et objectifs : la ressource en eau dans l'Himalaya népalais

---

## Sommaire

---

I.1. Changement climatique et impacts sur la ressource en eau.....	5
I.1.1. Le changement climatique en Himalaya . . . . .	5
I.1.1.1. Description géographique de la chaîne himalayenne et caractéristiques du climat actuel	5
I.1.1.2. Changement climatique observé . . . . .	8
I.1.1.3. Scénarios climatiques pour le 21ème siècle . . . . .	9
I.1.2. Les glaciers face au changement climatique . . . . .	10
I.1.2.1. Caractéristiques des glaciers himalayens . . . . .	11
I.1.2.2. Évolution temporelle des glaciers . . . . .	12
I.1.3. Impacts sur la ressource en eau . . . . .	15
I.1.3.1. Impacts sur le cycle hydrologique . . . . .	15
I.1.3.2. Impacts sur les risques naturels. . . . .	16
I.2. Les usages de la ressource en eau dans l'Himalaya népalais.....	17
I.2.1. Usages de l'eau au Népal . . . . .	17
I.2.2. Zoom sur la région du Khumbu . . . . .	18
I.2.2.1. Développement du tourisme dans le Khumbu. . . . .	18
I.2.2.2. Impact du tourisme sur les usages de la ressource en eau. . . . .	22
I.2.2.3. Causes du manque d'eau dans le Khumbu . . . . .	23
I.2.3. Impacts sociaux et économiques du changement climatique sur l'accès à l'eau . . . . .	25
I.2.3.1. Impacts à l'échelle locale du Khumbu . . . . .	25

I.2.3.2. Impacts sur l'Himalaya népalais . . . . .	27
I.3. Les enjeux de la modélisation hydrologique en Himalaya.....	27
I.3.1. Processus glacio-hydrologiques en haute montagne . . . . .	29
I.3.1.1. Bilan hydrologique . . . . .	29
I.3.1.2. Processus hydrologiques en zones non englacées . . . . .	30
I.3.1.3. Processus cryosphériques . . . . .	31
I.3.2. Les différents types de modèles hydrologiques . . . . .	36
I.3.2.1. Représentation des processus cryosphériques dans les modèles hydrologiques . . . . .	37
I.3.3. Estimation des contributions aux écoulements en Himalaya . . . . .	39
I.4. Objectifs de la thèse.....	41
I.4.1. Projet PRESHINE . . . . .	41
I.4.2. Questions scientifiques et objectifs de la thèse . . . . .	42

---

# I.1. Changement climatique et impacts sur la ressource en eau

## I.1.1. Le changement climatique en Himalaya

### I.1.1.1. Description géographique de la chaîne himalayenne et caractéristiques du climat actuel

La chaîne orographique de HKH (Hindu-Kush Himalaya) s'étend sur environ 3000 km d'ouest en est entre l'Afghanistan et le Bhoutan et sur une largeur comprise entre 250 à 400 km entre la plaine indienne et le plateau tibétain (Figure I.1) [SAVÉAN, 2014]. La chaîne himalayenne constitue la source de trois fleuves majeurs d'Asie, le Gange, l'Indus et le Brahmapoutre dont les bassins versants fournissent la ressource en eau nécessaire à plus de 800 millions d'habitants [BOLCH et al., 2012].

La chaîne himalayenne est le résultat de la collision entre la plaque indienne et la plaque eurasiennne. Il s'agit de la chaîne de montagne la plus haute du monde avec 9 des 10 plus hauts sommets et 10 sommets situés au-dessus de 8 000 m d'altitude. La topographie de l'Himalaya peut être décomposée en plusieurs unités. Dans l'Himalaya central situé au Népal, SMADJA [2009] définit les cinq unités topographiques suivantes (Figure I.2) :

- la plaine du Terai située au pied de la chaîne himalayenne à moins de 300 m d'altitude,
- les basses montagnes et collines de 400 à 2 400 m,
- les moyennes montagnes de 1 000 à 4 800 m,
- les hautes montagnes de 3 500 à 8 880 m,
- le plateau tibétain de 4 000 à 6000 m.

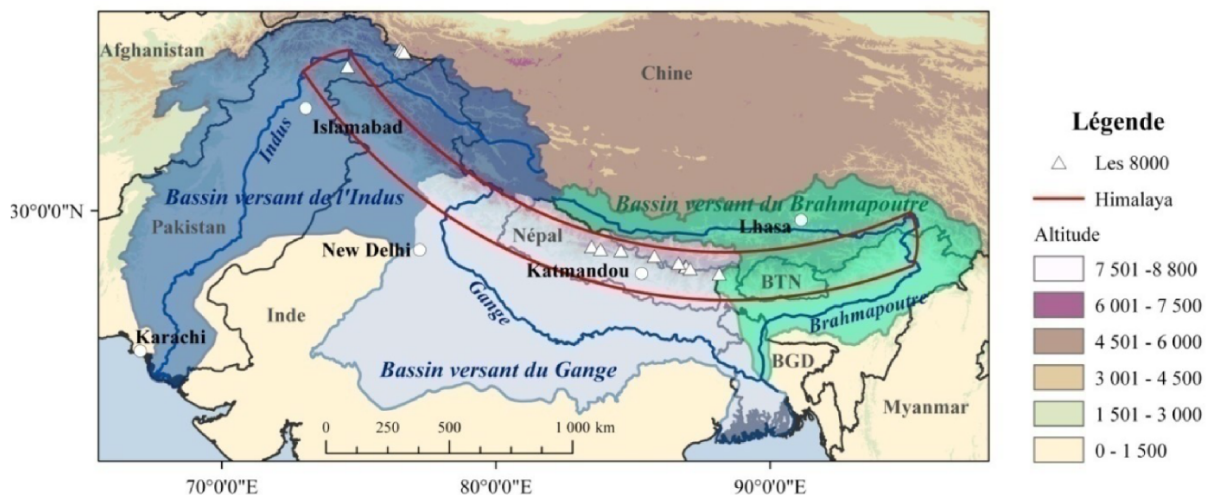


FIGURE I.1 – Localisation de l'Himalaya et des bassins versants de l'Indus, du Gange et du Brahmapoutre. (Source [SAVÉAN, 2014])

La topographie complexe de l'Himalaya joue un rôle important sur le climat de la région. On y retrouve une large variété de conditions climatiques selon la tranche d'altitude [KULKARNI et al., 2013] allant de climats tropicaux (ex : la plaine du Terai) à des climats alpins (hautes montagnes).

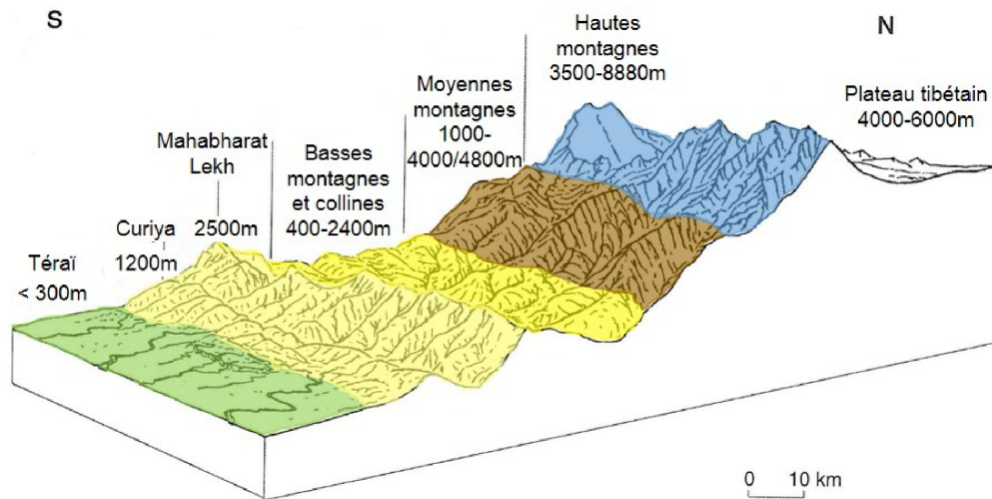


FIGURE I.2 – Profil topographique et unités géographiques de l'Himalaya népalais (Source [PUSCHIASIS, 2015])

Ces différences de climat sont en partie liées à la diminution de la température de l'air avec l'altitude et aux différents régimes de précipitation.

Deux flux de précipitation principaux définissent le climat en Himalaya : le flux de mousson pendant la saison d'été et le flux d'ouest (les Westerlies) pendant l'hiver [LANG & BARROS, 2004 ; BOOKHAGEN & BURBANK, 2010 ; MÉNÉGOZ et al., 2013]. La mousson est générée par la différence de température entre le continent asiatique chaud et le golfe du Bengale plus froid. Cette différence de température crée un gradient de pression et produit le déplacement d'une masse d'air humide de l'océan en direction du continent. Lorsque le flux d'humidité rencontre la barrière orographique himalayenne il se transforme en précipitations intenses. Le début de la mousson varie de début juin dans l'Himalaya central à fin juillet - début août dans l'Himalaya de l'ouest, et la mousson se termine en septembre [WANG, 2006]. Le flux d'ouest est un flux d'humidité provenant de la Mer Méditerranée et de la mer d'Arabie. Ce flux est transporté jusque dans la région himalayenne par la circulation atmosphérique générale terrestre et se transforme en précipitations à la rencontre de la chaîne de montagne. Le flux d'ouest se produit entre les mois de janvier et mars et représente un apport important de précipitations solides en Himalaya.

L'influence de ces deux phénomènes est variable le long de la chaîne himalayenne (Figure I.3). Dans l'est de l'Himalaya les précipitations de mousson sont dix fois plus importantes que dans l'ouest (environ 3 000 mm dans l'est contre environ 300 mm dans l'ouest) [IMMERZEEL et al., 2009]. Les précipitations de mousson représentent environ 80 % du cumul annuel de précipitation en Himalaya centrale et de l'est et seulement 30 % des précipitations annuelles dans l'ouest de l'Himalaya [BOOKHAGEN & BURBANK, 2010 ; SINGH et al., 2011]. Le flux d'ouest quant à lui diminue en intensité avec un gradient ouest-est marqué et apporte environ 70 % des précipitations annuelles dans l'ouest himalayen (contre moins de 20 % dans l'est et la partie centrale) [RAJBHANDARI et al., 2015].

Il existe également un gradient de précipitation selon l'axe sud-nord. BOOKHAGEN & BURBANK [2010] ont montré que les précipitations liquides s'intensifient à partir du pied de la chaîne himalayenne en direction du plateau tibétain jusqu'à atteindre un ou deux pics de précipitation en moyenne montagne (entre 2 000 et 4 000 m), puis diminuent fortement en haute montagne et sur le plateau tibétain.

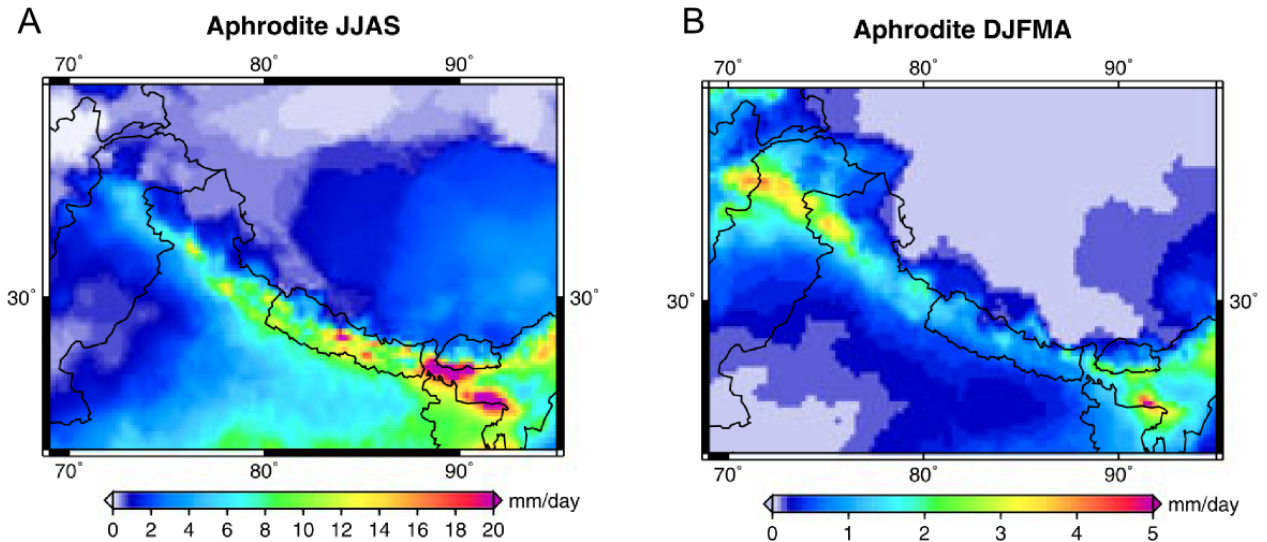


FIGURE I.3 – Précipitation moyenne pendant la période 1998-2007 pendant a) la saison d’été (JJAS) b) la saison d’hiver (DJFMA). Les précipitations sont issues du réseau de données in-situ APHRODITE (Asian Precipitation - Highly-Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation) (Source [PALAZZI et al., 2013])

Cependant il existe de fortes incertitudes sur les cumuls de précipitation en Himalaya, particulièrement en zone de haute et moyenne montagnes. Ces incertitudes sont dues à la faible densité du réseau de stations de mesures en altitude, à cause de la difficulté d’accès, et à la difficulté de mesure des précipitations neigeuses [WOLFF et al., 2015]. Différents types de données de précipitation sont disponibles dans la région de l’Himalaya (mesures par télé-détection, précipitations simulées par des modèles climatiques), cependant MÉNÉGOZ et al. [2013] et PALAZZI et al. [2013] montrent que les jeux de données de précipitation disponibles présentent des différences en terme de cumuls annuels et de mousson et qu’il est difficile d’évaluer l’incertitude de ces jeux de données à cause de l’absence de valeurs de références.

On retrouve différents régimes hydrologiques en Himalaya qui dépendent de l’influence du flux de mousson et du flux d’ouest sur les précipitations. THAYYEN & GERGAN [2010] distinguent les trois régimes hydrologiques suivants (Figure I.4) :

- le régime alpin caractérisé par de forts débits en été provenant majoritairement de la fonte de glace et de neige et de faibles débits en hiver. Le régime alpin se retrouve dans l’ouest de l’Himalaya qui reçoit d’importantes quantités de précipitation neigeuse en hiver dues au flux d’ouest et peu de précipitations de mousson en été,
- le régime froid et aride, caractéristique de la région du Ladakh (Ouest Himalaya). Cette région reçoit très peu de précipitations et les débits sont principalement produits par la fonte des glaciers et du permafrost pendant l’été,
- le régime himalayen dans l’Himalaya central et de l’est. Le régime himalayen présente de forts débits en été causés par les précipitations importantes de mousson et par la fonte de neige et de glace.



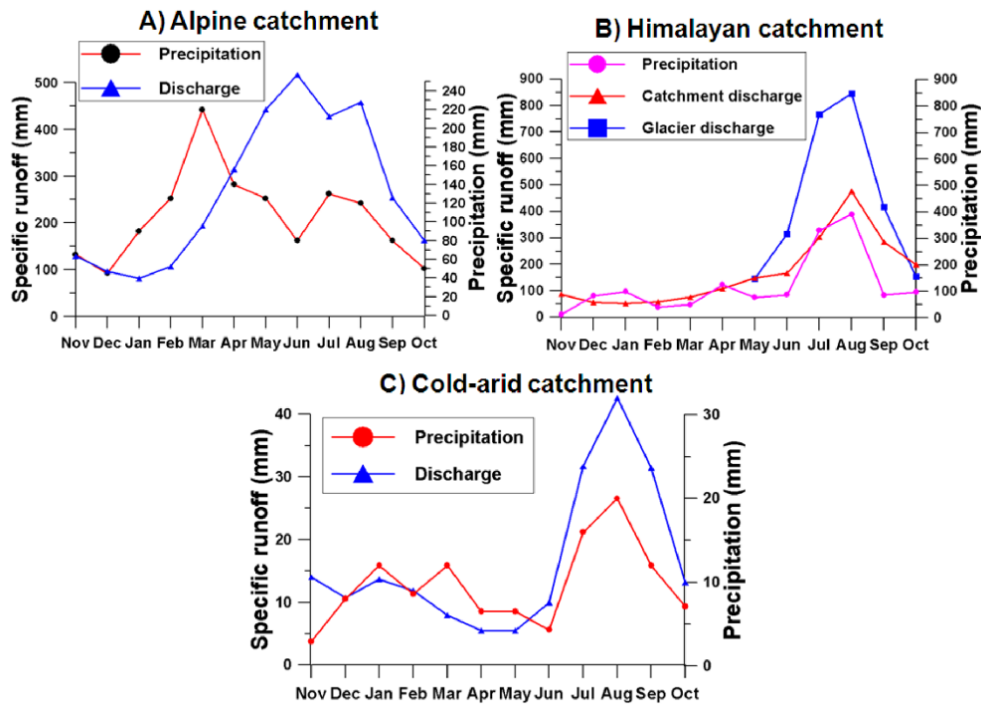


FIGURE I.4 – Variations saisonnières des précipitations et des débits dans des bassins himalayens avec différents types de régime glacio-hydrologiques. a) Bassin Lidder (Kashmir) avec un régime alpin contrôlé par les précipitations neigeuses en hiver, b) Bassin Din Gad (bassin du Gange) avec un régime himalayen contrôlé par la mousson en été, c) Bassin Ganglass (région du Ladakh) avec un régime froid et aride. (Source [THAYYEN & GERGAN, 2010])

### 1.1.1.2. Changement climatique observé

Le rapport du GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat) de 2007 montre que la température moyenne globale de la Terre a augmenté de 0.74 °C entre 1906 et 2005 et que la hausse de température dans la région de l'Himalaya est supérieure à la moyenne globale. Plusieurs études montrent également qu'en Himalaya central, en Himalaya de l'est ainsi que sur le plateau tibétain, la hausse de température est plus importante à haute altitude dans les régions de haute montagne que dans les plaines [LIU, CHEN et al., 2000 ; SHRESTHA, 2009 ; KUMAR et al., 2018].

Au Népal, SHRESTHA & ARYAL [2011] ont analysé les températures observées dans 49 stations météorologiques du pays entre 1977 et 2000 et ont montré une augmentation constante et continue des températures égale à +0.06 °C/an (Figure I.5). Cette étude montre aussi un réchauffement plus prononcé pendant les mois d'hiver (d'octobre à février, +0.09 °C/an) que pendant les mois d'été (de mars à septembre, +0.06 °C/an) dans les régions de haute montagne.

En ce qui concerne les précipitations observées en Himalaya pendant les dernières décennies, il est difficile de dégager une tendance nette [CRUZ et al., 2007 ; SINGH et al., 2011 ; GAUTAM et al., 2013]. Pour le Népal, SHRESTHA et al. [2000] ne parviennent pas à établir une tendance significative des précipitations observées. PALAZZI et al. [2013] montrent cependant une diminution significative des précipitations de mousson sur la période 2050-2100 en Himalaya mais ne parviennent pas à dégager une tendance pendant la saison d'hiver.

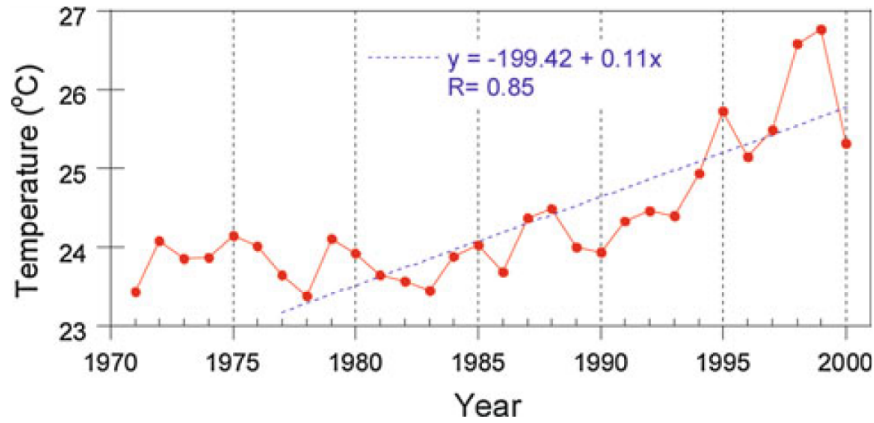


FIGURE I.5 – Tendence des températures annuelles moyennes maximales au Népal (Source [SHRESTHA & ARYAL, 2011]).

### 1.1.1.3. Scénarios climatiques pour le 21ème siècle

Les scénarios climatiques sont produits par des modèles climatiques globaux (GCM (General Circulation Model)) ou régionaux (RCM (Regional Circulation Model)) à partir de scénarios d'évolution du forçage radiatif considérés comme plausibles et appelés RCP (Representative Concentration Pathway). Le forçage radiatif est défini par le GIEC comme la différence entre le rayonnement solaire entrant et le rayonnement infra-rouge sortant de l'atmosphère. Un forçage radiatif positif signifie que le système climatique gagne plus d'énergie qu'il n'en perd et cause un réchauffement du climat. Les scénarios de forçage radiatif sont déduits des scénarios d'émissions anthropogéniques (émissions de gaz à effets de serre, aérosols) qui se basent sur différents facteurs tels que l'accroissement de la population, la dynamique économique, et le développement technologique [MOSS et al., 2010]; par exemple :

- RCP2.6 : scénario optimiste qui prévoit un pic du forçage radiatif à  $3 \text{ W/m}^2$  avant 2100 puis un déclin,
- RCP4.5 : scénario qui stabilise le forçage radiatif à  $+4.5 \text{ W/m}^2$  en 2100 (par rapport à l'ère pré-industrielle),
- RCP6.0 : scénario qui stabilise le forçage radiatif à  $+6.0 \text{ W/m}^2$  en 2100,
- RCP8.5 : scénario qui ne suppose aucun changement politique et prévoit une augmentation continue de la demande en énergie et émission de gaz à effet de serre avec un forçage radiatif atteignant  $+8.5 \text{ W/m}^2$  en 2100.

En ce qui concerne la région de l'HKH, les modèles climatiques prédisent un réchauffement plus prononcé que la moyenne globale et également un réchauffement plus important en altitude [IPCC, 2007]. L'étude de KRAAIJENBRINK et al. [2017] montre qu'une augmentation globale de la température de  $1.5 \text{ }^\circ\text{C}$  depuis l'ère industrielle, définie comme objectif lors des Accords de Paris 2015, correspond à un réchauffement de  $+2.1 \text{ }^\circ\text{C}$  dans la région HKH. La Figure I.6 issue de CHATURVEDI et al. [2014] montre l'évolution de la température en HKH pour les quatre scénarios RCP. Cette figure montre une augmentation des températures en 2100 de  $+2.36 \text{ }^\circ\text{C}$  pour le scénario RCP2.6 et  $5.51 \text{ }^\circ\text{C}$  pour le scénario RCP8.5. Ces augmentations de températures sont similaires à celles de KRAAIJENBRINK et al. [2017] dans l'Himalaya centrale et de l'est ( $+2.1 \text{ }^\circ\text{C}$  pour le scénario RCP2.6 et  $+5.4 \text{ }^\circ\text{C}$  pour le scénario RCP8.5).

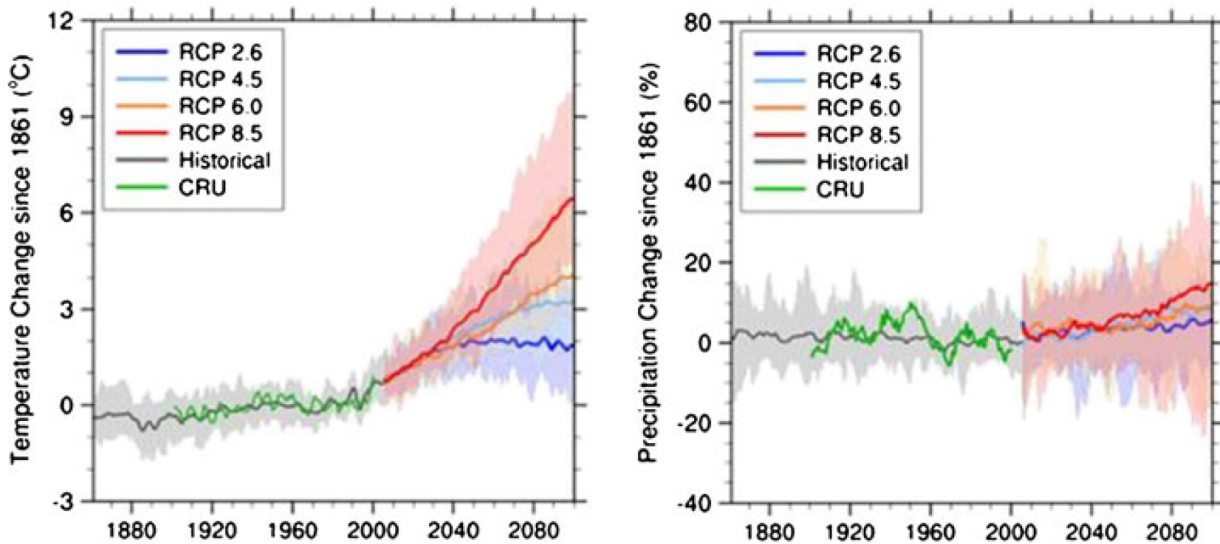


FIGURE I.6 – Chroniques de température et de précipitation simulées par les modèles CMIP5 pour la région HKH de 1861 à 2099 pour les quatre scénarios RCP. (Source [CHATURVEDI et al., 2014]).

Pour les précipitations, la différence entre les différents scénarios est moins marquée. L'ensemble des modèles CMIP5 prédit une augmentation du cumul annuel moyen des précipitation en HKH pour chacun des scénarios (entre +5 % et +15 % d'ici 2080) mais avec d'importants intervalles d'incertitude. PALAZZI et al. [2013] et KUMAR et al. [2011] analysent les simulations générées par les modèles EC-Earth et PRECIS et montrent une augmentation du cumul des précipitations de mousson à l'horizon 2100 pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. Ces études montrent aussi une augmentation de l'intensité des précipitations de mousson avec une augmentation des événements extrêmes et une diminution des jours pluvieux.

### I.1.2. Les glaciers face au changement climatique

Les glaciers sont des stocks de glace et de neige formés par la compression de couches de neige successives qui s'accumulent d'année en année. Le gain de masse des glaciers lié à la chute de précipitations solides et à l'apport de neige transportée par avalanche ou la vent est appelée accumulation. La perte de masse par fonte et sublimation de neige et de glace est appelée ablation. Les glaciers sont des éléments en mouvement puisqu'ils s'écoulent lentement sous l'effet de la gravité.

En hydrologie, les glaciers sont considérés comme des réservoirs d'eau naturels qui retardent l'écoulement de l'eau vers les rivières en la stockant sous forme de glace pendant des décennies. Cette eau est ensuite restituée au réseau hydrographique lorsque la glace s'écoule vers des altitudes plus basses et fond en été [JANSSON et al., 2003]. Ce stockage d'eau à long terme dans les glaciers impacte le niveau des océans [MARZEION et al., 2012; GARDNER et al., 2013] et a également un fort impact sur la ressource en eau puisque les glaciers permettent d'alimenter les cours d'eau grâce à la fonte de glace.

Le fonctionnement interne des glaciers sera détaillé plus précisément en section I.3.1.3.

### I.1.2.1. Caractéristiques des glaciers himalayens

Les glaciers d'Asie représentent la troisième réserve de glace et de neige sur Terre (16 % de la couverture glaciaire globale) après les régions polaires de l'Antarctique (44 %) et de l'Arctique (18 %) [PFEFFER et al., 2014], c'est pourquoi la région de l'HKH dans laquelle se situent ces glaciers est aussi appelée le "Troisième pôle". La région de l'HKH regroupe environ 83 000 glaciers étendus sur plus 120 000 km<sup>2</sup>. Selon les études, la surface glaciaire de la chaîne himalayenne seule est estimée entre 34 000 et 45 000 km<sup>2</sup> [BAJRACHARYA, SHRESTHA et al., 2011 ; BOLCH et al., 2012 ; PFEFFER et al., 2014 ; NUIMURA et al., 2015]. Les glaciers himalayens (hors Karakoram) sont situés à haute altitude entre 3500 et 7000 m (Figure I.7).

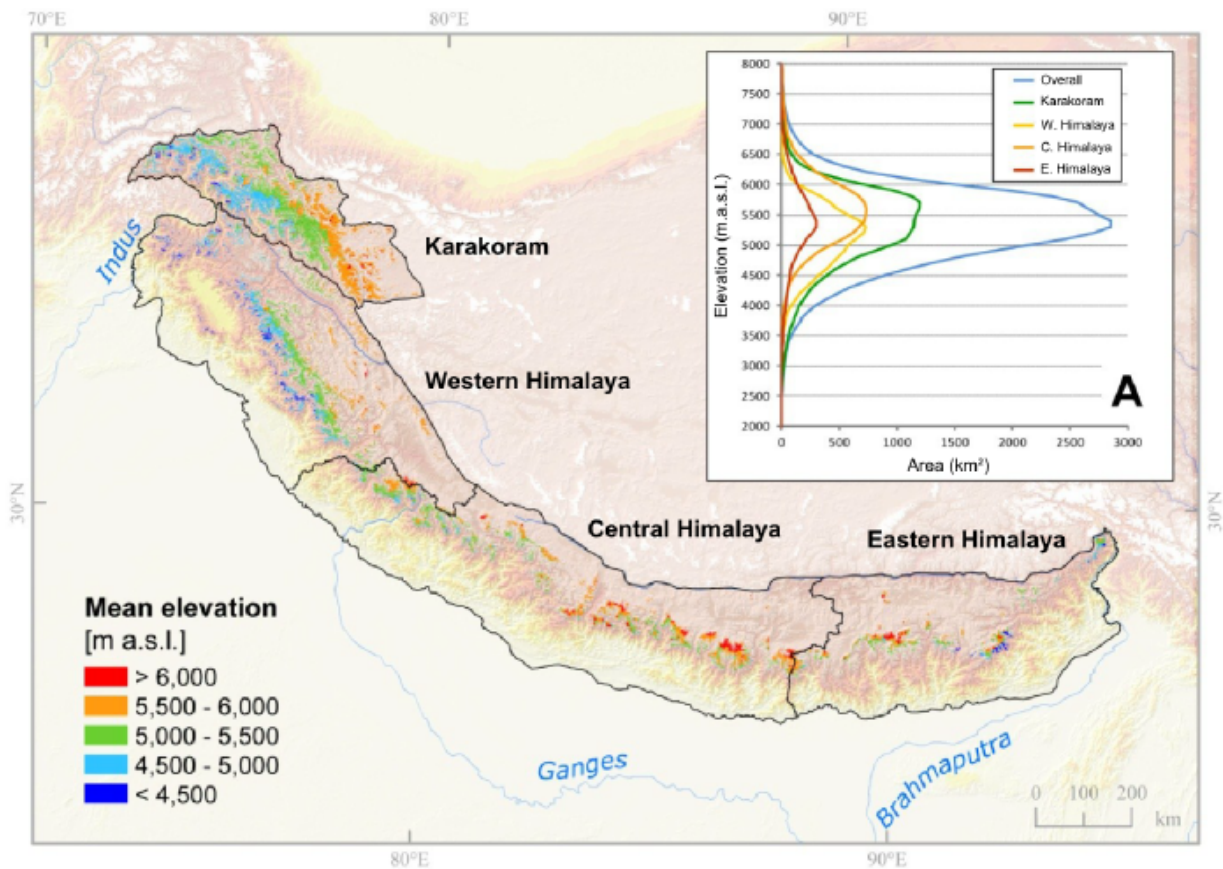


FIGURE I.7 – Altitude moyenne des glaciers dans la région de l'Himalaya et du Karakoram. Source [BOLCH et al., 2012]

Les glaciers himalayens sont caractérisés par leurs surfaces hétérogènes. On distingue deux types de glaciers : les glaciers blancs et les glaciers couverts de débris rocheux (Figure I.8). Les glaciers couverts représentent environ 14 à 18 % de la surface englacée en Himalaya [KÄÄB et al., 2012]. La couche de débris rocheux qui recouvre les glaciers isole la glace de la température et du rayonnement solaire de surface. Elle peut ainsi réduire la fonte en jouant le rôle d'une couche protectrice sur le glacier. Ce phénomène explique qu'on observe des glaciers couverts à plus basse altitude que les glaciers blancs. Cependant les débris rocheux ont un albédo plus faible que la glace nue ce qui augmente la température de surface des débris et peut accélérer la fonte de la glace si la couche de débris est suffisamment fine [ØSTREM, 1959 ; NAKAWO & YOUNG, 1981 ; KAYASTHA et al., 2000 ; NICHOLSON



& BENN, 2006 ; LEJEUNE et al., 2013]. De plus, la couverture de débris sur les glaciers couverts est généralement très irrégulière et on observe souvent des lacs et des falaises de glace sur leur surface (Figure I.8) qui ont pour effet d'augmenter localement la fonte [BURI et al., 2016 ; MILES et al., 2016]. Les processus observés sur les glaciers couverts sont complexes et l'impact de la couche de débris sur le bilan de masse des glaciers n'est pas encore bien quantifié [SCHERLER et al., 2011 ; ANDERSON & ANDERSON, 2016].

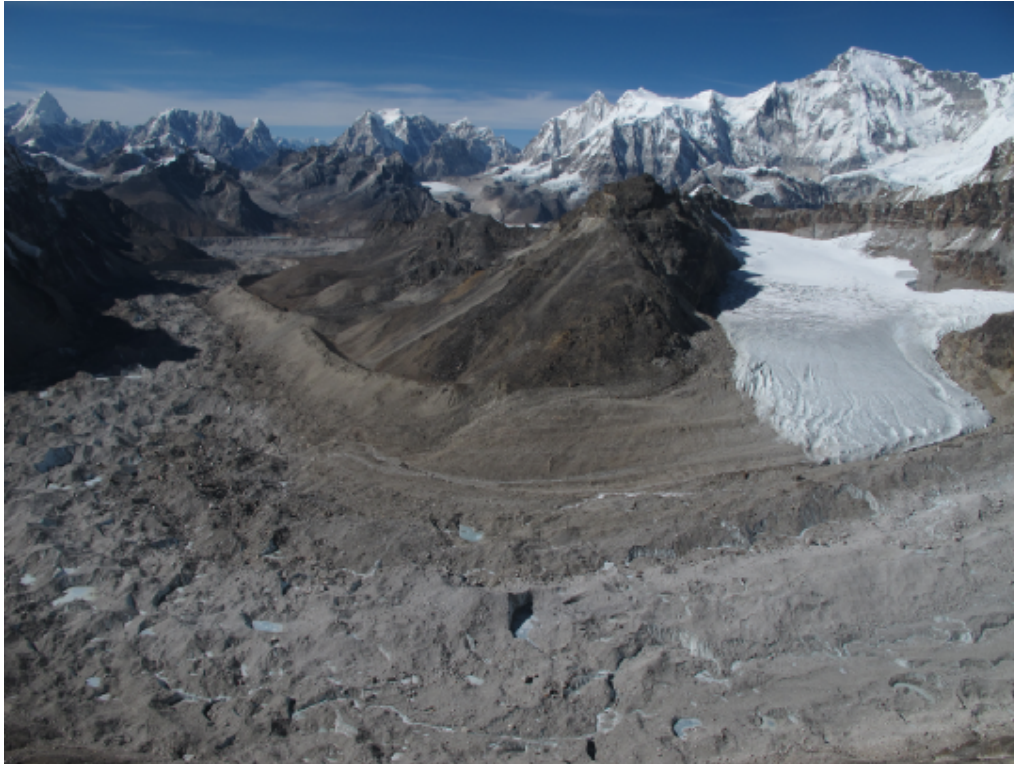


FIGURE I.8 – Affluent Est du glacier Ngozumpa (région du Khumbu, Népal) (Photo P.Wagnon). A droite se situe un glacier blanc recouvert de neige dans sa partie amont et avec de la glace nue en aval. Au premier plan et à gauche, le glacier est couvert de débris et possède une surface hétérogène comportant des lacs et des falaises.

### 1.1.2.2. Évolution temporelle des glaciers

L'augmentation ou la diminution de la surface et le bilan de masse permettent de déterminer l'évolution des glaciers. Le bilan de masse d'un glacier est la différence entre la masse gagnée par le glacier par accumulation et la masse perdue par ablation. Si le bilan de masse est positif cela signifie que le glacier reçoit plus de précipitation solide qu'il ne fond de glace donc le glacier gagne de la masse. Au contraire si le bilan de masse est négatif, alors l'accumulation ne suffit pas à compenser la fonte de glace et le glacier perd de la masse.

La méthode la plus utilisée pour estimer l'évolution des glaciers à grande échelle sur les dernières décennies consiste à comparer des images satellites prises à différentes dates. La figure I.9 montre les bilans de masse des glaciers d'Asie entre mars 2000 et novembre 2016 estimés par BRUN et al. [2017] à l'aide d'images satellites. Ces résultats montrent que les glaciers d'Asie, à l'exception de la région du Pamir-Karakoram qui ont des bilans de masse légèrement positifs, sont en retrait général avec une perte de masse moyenne annuelle de  $16.3 \pm 3.5$  Gt/an soit un changement de hauteur de  $-0.18 \pm 0.04$  m.eq/an. Les autres études menées sur cette région [BOLCH et al., 2012 ; KÄÄB et al.,

2012; GARDELLE et al., 2013; GARDNER et al., 2013] donnent des distributions spatiales des bilans de masses similaires et montrent toutes un retrait significatif des glaciers de la chaîne himalayenne depuis les dernières décennies.

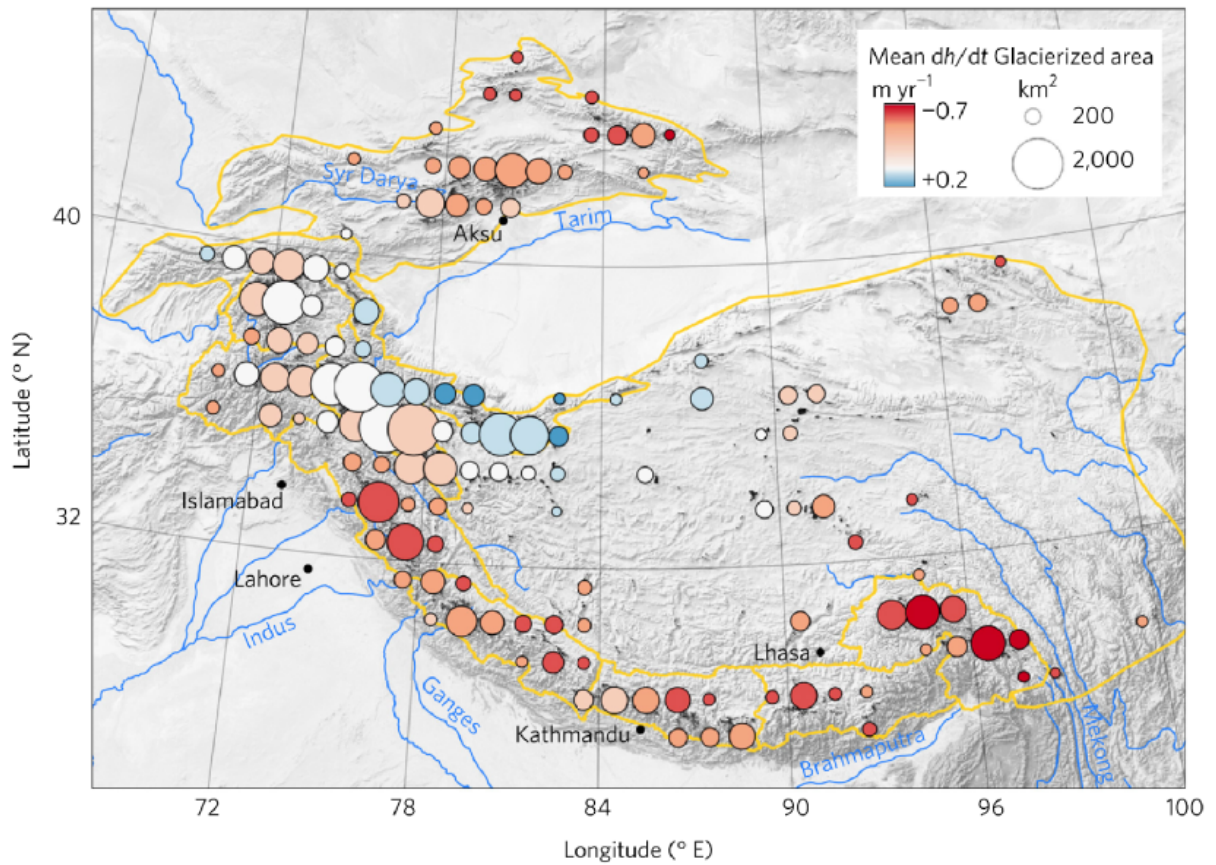


FIGURE I.9 – Bilans de masse annuels moyens des glaciers d'Asie entre 2000 et 2016. Source [BRUN et al., 2017]

Pour connaître le devenir des glaciers dans les prochaines années, des études utilisent les scénarios futurs de températures et précipitations modélisés par les modèles climatiques et simulent l'évolution des glaciers à l'aide de modèles glaciologiques. La Figure I.10a montre que selon le scénario d'augmentation de la température globale de 1.5 °C, les glaciers de la chaîne himalayenne auront perdu environ la moitié de leur surface à la fin du siècle. Cependant le scénario d'élévation de la température de 1.5 °C est un scénario considéré comme très ambitieux. La Figure I.10b et le tableau I.1 montrent que pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 plus pessimistes, les glaciers asiatiques perdraient respectivement 60 à 70 % et 70 à 90 % de leur surface d'ici 2100.

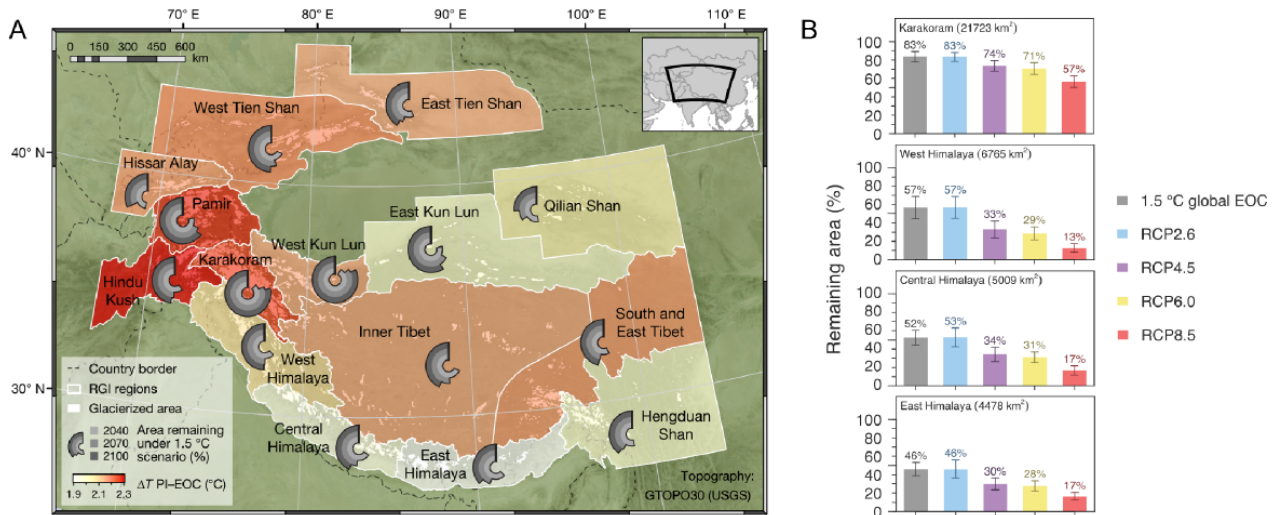


FIGURE I.10 – a) Surface glaciaire restante en 2040, 2070 et 2100 pour un scénario d’augmentation globale des températures de 1.5 °C. b) Surface glaciaire restante en 2100 pour 5 différents scénarios d’émissions. Source [KRAAIJENBRINK et al., 2017]

Source	Zone d’étude	RCP4.5	RCP8.5
MARZEION et al. [2012]	Asie du Sud-Est	-60 %	-70 %
RADIĆ et al. [2014]	Asie du Sud-Est	-50 %	-75 %
SHEA et al. [2015]	Dudh Koshi	-84 %	-95 %
KRAAIJENBRINK et al. [2017]	Himalaya	entre -65 et -70 %	entre -83 et -87 %

Tableau I.1 – Réduction de la surface glaciaire estimée en 2100 pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5

Ces modélisations présentent de larges incertitudes liées (i) aux incertitudes des modèles climatiques, en particulier, en ce qui concerne l’évolution future des précipitations, les modèles ne s’accordent pas sur une tendance commune; (ii) à la représentation des processus glaciaires dans les modèles glaciologiques. Par exemple, l’impact de la présence de débris, de lacs et de falaises sur le bilan de masse des glaciers couverts étant encore mal quantifié, il ne peut pas être modélisé de manière fiable. Or la couverture de débris des glaciers s’est étendue pendant les dernières années sous l’effet de la diminution de l’épaisseur de glace [SHUKLA et al., 2009; BHAMBRI et al., 2011; BENN et al., 2012] et va probablement continuer à s’étendre dans le futur [ROWAN et al., 2015]. Cela signifie que la prise en compte des processus sur les glaciers couverts de débris et de l’évolution de la surface couverte de débris dans les modèles peut avoir un impact important sur les résultats de simulations à long terme.

Malgré ces incertitudes, l’ensemble des études sur l’évolution des glaciers montre que l’augmentation des températures cause un recul général des glaciers d’Asie qui va se prolonger dans les années à venir. C’est pourquoi il est essentiel d’analyser les impacts du changement climatique et du recul glaciaire sur le cycle hydrologique afin de pouvoir anticiper des éventuels risques naturels et les impacts sur l’accès à l’eau.

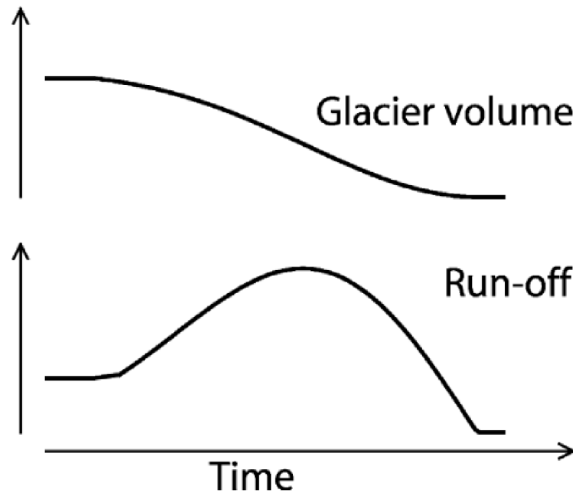


FIGURE I.11 – Effet à long terme du bilan du retrait glaciaire sur les écoulements (inspiré de [JANSSON et al., 2003]).

### I.1.3. Impacts sur la ressource en eau

#### I.1.3.1. Impacts sur le cycle hydrologique

La Figure I.11 issue de JANSSON et al. [2003] montre l'impact théorique à long terme de l'augmentation des températures sur les débits de rivières dans les bassins englacés en faisant l'hypothèse que les précipitations restent constantes. Dès lors qu'un glacier possède un bilan de masse négatif, il perd de la masse et son volume continue de diminuer jusqu'à ce que le bilan de masse revienne à l'équilibre ou que le glacier ait totalement disparu. Cela se traduit sur les écoulements par une première phase d'augmentation des débits causée par la fonte de la glace (le bassin perd l'eau qui était stockée sous forme de glace). Puis, avec la diminution du volume de glace, la fonte de glace réduit et le débit diminue jusqu'à se stabiliser à un débit inférieur au débit initial.

Plusieurs études ont simulé l'impact du changement climatique sur la ressource en eau à l'aide de modèles hydrologiques dans des bassins englacés himalayens. Ces études montrent tout d'abord une augmentation de la part des précipitations liquides et des taux d'évaporation causés par l'augmentation de la température [AGGARWAL, 2008 ; SHRESTHA & ARYAL, 2011 ; BHARATI et al., 2014].

Il y a une forte incertitude sur l'évolution future des débits selon les études. LUTZ et al. [2014] prédisent en Himalaya central et de l'est une augmentation des débits en période de mousson causée par l'augmentation des précipitations simulées par les modèles climatiques mais peu de changement de la contribution des glaciers aux écoulements. Dans le bassin de la Koshi au Népal, BHARATI et al. [2014] montrent un impact limité sur les débits annuels d'ici 2050 (entre +2 et +4 %) pour les différents scénarios climatiques mais un fort impact sur la variation saisonnière des débits avec une augmentation des débits de mousson et post-mousson et une diminution des débits d'hiver et de pré-mousson. BHARATI et al. [2014] montrent aussi que les impacts du changement climatique sur la disponibilité de la ressource en eau sont plus grands dans les petits bassins versant que dans les grands. Enfin, IMMERZEEL et al. [2010] prévoient une diminution des débits annuels moyens de l'Indus, du Gange et du Brahmapoutre de respectivement -8.4 %, -17.6 % et 19.6 % due au retrait glaciaire pour la période 2046-2065. Les principales incertitudes pour l'estimation des impacts du



changement climatique sur la disponibilité de la ressource en eau sont l'incertitude des scénarios de précipitation et l'incertitude sur l'évolution des glaciers.

### *1.1.3.2. Impacts sur les risques naturels*

Le réchauffement climatique et l'accélération de la fonte des glaciers causent une augmentation de certains risques naturels dans la région de l'Himalaya.

#### GLOF

Un des risques le plus directement lié au recul des glaciers dans la chaîne de l'Himalaya est le risque de GLOF (Glacier Lake Outburst Floods). Il s'agit de la rupture d'un lac glaciaire entraînant une vague d'inondation de la vallée en aval. Les GLOF peuvent être particulièrement destructeurs. L'évènement du 4 août 1985 a été très marquant pour les habitants népalais. La rupture du lac Dig Tsho dans la région de la Dudh Koshi a engendré une vague d'inondation qui a transporté entre 6 et 10 millions de m<sup>3</sup> avec un débit moyen de 500 m<sup>3</sup>/s pendant 4 h [VUICHARD & ZIMMERMANN, 1987]. Cette vague a causé la mort de 5 personnes, a complètement détruit une centrale hydro-électrique, a causé de sévères dommages sur les terres cultivées et les habitations et a déstabilisé le lit de la rivière ainsi que les bords de la vallée sur plus de 90 km en aval [RICHARDSON & REYNOLDS, 2000 ; SHRESTHA & ARYAL, 2011].

Les lacs glaciaires se forment lorsque l'eau de fonte remplit des dépressions qui étaient précédemment occupées par de la glace [SHRESTHA & ARYAL, 2011]. Le réchauffement climatique et l'accélération de la fonte glaciaire entraînent la formation de nouveaux lacs ainsi qu'une augmentation rapide de leur surface [WATANABE et al., 1994]. De plus la présence de lacs glaciaires a un effet de rétroaction positifs sur la fonte de glace BENN et al. [2012] ce qui augmente d'autant plus le risque de GLOF. Certains lacs comme le Tsho Rolpa Lake et l'Imja Lake se sont considérablement étendus lors des dernières décennies (Figure I.12) et sont sous haute surveillance car ils présentent un fort risque de rupture [SAKAI et al., 2000 ; BENN et al., 2012].

#### Inondations et sécheresses

L'intensification de la mousson et la diminution des précipitations en hiver augmentent la probabilité d'inondations et de sécheresses [DIXIT et al., 2009 ; NCVST, 2009 ; BHARATI et al., 2014].

Les phénomènes d'inondations ne sont pas nouveaux au Népal. En particulier le bassin de la Koshi est sujet aux risques de fortes inondations, érosion et transport de sédiments qui endommagent les cultures. Mais la fréquence de ces évènements risque d'augmenter avec les effets du changement climatique [DIXIT et al., 2009].

Les sécheresses et inondations ont des conséquences dramatiques pour la population. Le Népal a subi de graves inondations en août 2008 qui ont endommagées 6000 ha de terres cultivées. Ces inondations ont été suivies par une sécheresse importante pendant l'hiver 2008/2009 qui a causé de mauvaises récoltes d'orge et de blé et placé 2 millions de personnes en danger de famine [BHARATI et al., 2014]. Une autre inondation grave s'est produit en 2013 dans l'ouest du Népal.

Les évènements de crues fortes augmentent aussi la probabilité des glissements de terrain et laves torrentielles qui ont des effets dévastateurs sur les villages en montagne.

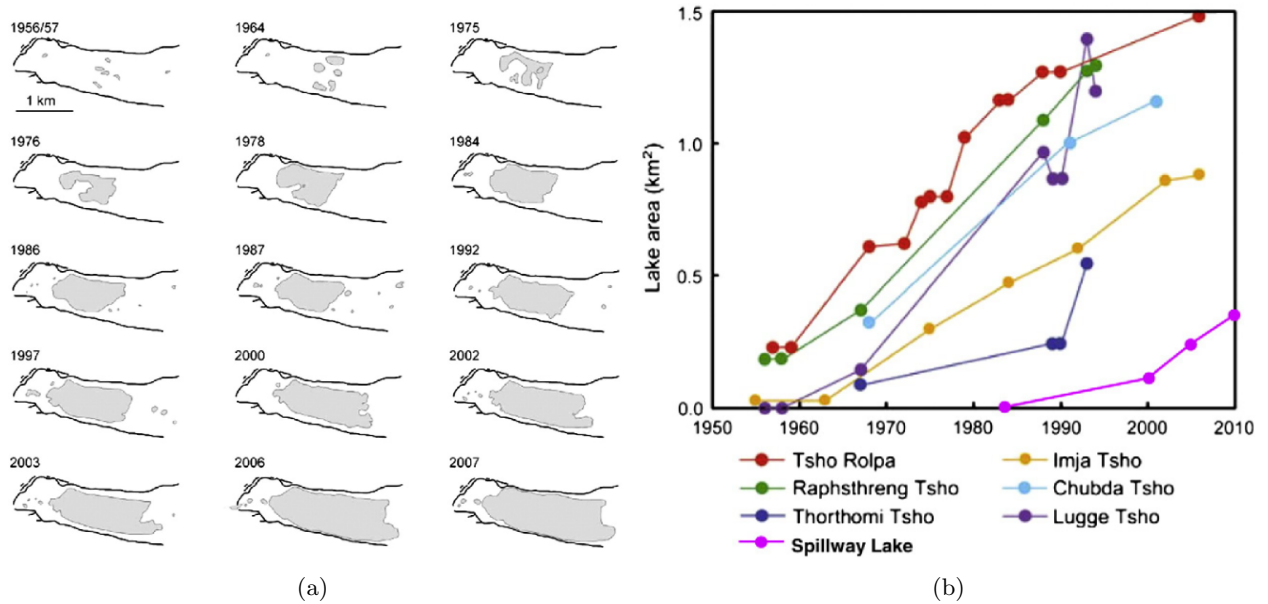


FIGURE I.12 – a) Evolution du lac Imja de 1956 à 2007. b) Evolution de la surface de lacs himalayens. Source BENN et al. [2012]

## I.2. Les usages de la ressource en eau dans l'Himalaya népalais

### I.2.1. Usages de l'eau au Népal

Le Népal possède une importante ressource en eau : il reçoit en moyenne 1600 mm de précipitations annuelles [ALFORD, 1992] et possède un réseau hydrographique composé de plus de 6000 rivières qui alimentent 7 bassins versants dont 4 bassins comportant des glaciers (Mahakali, Karnali, Gandaki, Dudh Koshi). Toutes ces rivières sont des affluents du Gange. GON-WECS [2011] estime la disponibilité de la ressource en eau au Népal à 225 milliard de m<sup>3</sup>/an (soit environ 2.2 % de la ressource mondiale disponible [SURENDRA et al., 2011]), mais seulement 7 % de cette ressource serait utilisée à des fins économiques ou sociales [BHARATI et al., 2014].

D'après le dernier recensement national effectué en 2011, le Népal compte 27 millions d'habitants. Les usages de l'eau se décomposent en trois principales catégories : l'irrigation, la production d'énergie et les usages domestiques.

L'agriculture représente un secteur majeur de l'économie du pays, elle regroupe 78 % de la population active népalaise et produit 36 % du PIB. Seulement 27 % des terres agricoles ont accès à l'irrigation, principalement dans la région du Teraï au Sud du Népal, la majeure partie des cultures sont alimentées directement par l'eau de pluie [PALAZZOLI et al., 2015].

Concernant le secteur de l'énergie, le Népal possède un fort potentiel pour la production d'hydro-électricité mais n'exploite que 2 % de ce potentiel : 635 MW d'électricité sont produits par des centrales hydro-électriques sur les 42 000 MW théoriquement disponibles [SURENDRA et al., 2011]. L'hydro-électricité représente plus de 90 % de la production totale d'électricité au Népal, le reste de

la production provient de centrales thermiques ou de production photo-voltaïque. Seulement 40 % de la population a accès à l'électricité. L'absence de réseau électrique dans une grande partie du pays (70 % des zones rurales ne sont pas électrifiées) est due à la difficulté et au coût de la construction des centrales hydro-électriques et des lignes électriques dans les terrains très pentus avec des habitations dispersées. Dans les campagnes, la majorité des habitants utilisent la combustion de biomasse (bois, fumier séché) pour leurs besoins en énergie (essentiellement le chauffage et la cuisson). Dans les zones urbaines, la production hydro-électrique actuelle ne parvient pas à satisfaire la demande en énergie et les coupures d'électricité sont fréquentes, en particulier pendant la saison sèche lorsque les débits des cours d'eau sont plus faibles. Les demandes en électricité pour les usages domestiques et pour l'industrie sont de plus en plus fortes. En 2009, la NEA (Nepal Electricity Authority) prévoyait une augmentation des demandes en électricité de 8 % par an sur les vingt prochaines années. Pour satisfaire ces demandes, plusieurs projets de centrales hydro-électriques sont en construction. Ces centrales ont pour objectif d'ajouter une capacité de 547 MW de production d'électricité à court terme, et d'autres projets sont en cours de développement pour augmenter la capacité jusqu'à 1422 MW [NEA, 2011]. Les projets de centrales en construction sont toutes des centrales hydro-électriques au fil de l'eau, ce qui signifie que le réseau électrique népalais sera encore plus dépendant des variations saisonnières des débits des cours d'eau et sera donc vulnérable aux impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique [PATHAK, 2010].

En ce qui concerne les usages domestiques de l'eau, peu de données sont disponibles à l'échelle nationale car la majorité des habitants s'approvisionnent en eau via des sources non connectées à un réseau collectif de grande échelle : 45 % des foyers ont accès à un réseau d'eau potable (21 % bénéficient d'une connexion privée et 23 % d'une connexion collective en dehors du foyer), le reste des foyers s'approvisionne en allant chercher de l'eau au puits (46 %) ou dans les rivières ou sources naturelles (10 %).

## **1.2.2. Zoom sur la région du Khumbu**

Pour mieux comprendre les usages de la ressource en eau par les habitants il est nécessaire de réaliser des études à l'échelle locale. On s'intéresse ici plus particulièrement à la région du Khumbu située dans l'est du Népal dans le Parc National de Sagarmatha. Cette région qui abrite le Mont Everest est caractérisée par de fortes pressions sur la ressource en eau causées par une augmentation des besoins liée au développement du tourisme. De plus, cette région de moyenne et haute montagne, qui comporte de nombreux glaciers, est une zone privilégiée pour étudier l'impact du réchauffement climatique et du recul glaciaire sur la disponibilité de la ressource en eau.

### *1.2.2.1. Développement du tourisme dans le Khumbu*

Avant les années 1960, les habitants de la région Khumbu vivaient essentiellement de leurs activités agro-pastorales et, dans une moindre mesure, du commerce avec le Tibet [JACQUEMET, 2016b]. Le Khumbu est alors une région isolée dépourvue de systèmes de transport, scolaires et sanitaires. En 1950, le Népal autorise l'ascension du Mont Everest par la face Sud (versant népalais) et 3 ans plus tard, Edmund Hillary et Tensing Norgay sont les premiers alpinistes à gravir le plus haut sommet du monde. Dès lors, les expéditions pour gravir le Mont Everest se multiplient, et la région attire de plus

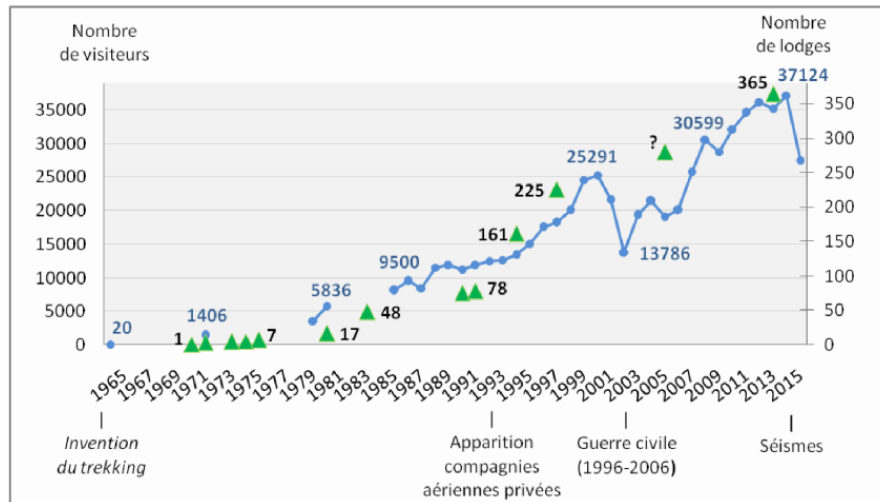


FIGURE I.13 – Nombre de visiteurs et de lodges dans la région de l'Everest entre 1964 et 2015 [JACQUEMET, 2017]

en plus de trekkeurs qui à défaut de tous pouvoir gravir l'Everest viennent pour atteindre un point de vue (tel que le camp de base à 5400 m, le Kalapathar à 5644 m ou le Gokyo Ri à 5337 m) idéal pour admirer les plus hauts sommets. La première agence de trekking est créée en 1964 à Katmandou et un altiport est mis en place à Lukla la même année pour faciliter l'accès à la région du Khumbu. Le nombre de trekkeurs passe de 20 visiteurs en 1964 à 1406 en 1971 puis à plus de 30 000 à partir de 2010 (Figure I.17). La Figure I.14 présente une carte des chemins de trek de la région du Khumbu et montre que le tourisme se développe sur l'ensemble de la région.

L'augmentation du nombre de visiteurs dans le Parc National de Sagarmatha est à l'origine de nombreux changements dans la région. La Figure I.15 montre l'évolution des villages de Namche et Dingboche entre les années 1970 et 2010.

Parmi ces changements on note tout d'abord un accroissement de la population dans la région du Khumbu : le nombre d'habitants est passé de 6364 en 2001 à 7160 en 2011, ce qui correspond à un taux d'accroissement de 13 %, dix fois plus élevé que la moyenne nationale (1.35 %) <sup>1 2</sup>. Cette augmentation de la population s'explique par l'attractivité économique de la région, des habitants des villages situés plus au sud viennent s'installer dans le Khumbu pour travailler le plus souvent en tant que porteurs dans les treks ou bien en tant qu'ouvriers pour la construction des lodges [STEVENS, 1993].

Depuis l'apparition des compagnies aériennes privées en 1993 le nombre de lodges dans la région Khumbu est passé de 78 à 365 (Figure I.17). La Figure I.15 montre la multiplication des lodges pour accueillir les visiteurs dans les villages du Khumbu.

Le développement du tourisme a transformé le mode de vie des habitants du Khumbu. Le maraîchage et l'élevage ne sont plus les activités principales, les habitants se sont tournés vers des activités liées au tourisme telles que la gestion de lodges, restaurants, commerces, le trekking ou le portage. La plupart des familles possédant un lodge continue cependant à cultiver leurs champs pour produire des céréales et légumes pour la consommation des visiteurs [STEVENS, 1993 ; JACQUEMET, 2016b].

1. Recensement national 2011  
2. Recensement Solokhumbu 2011

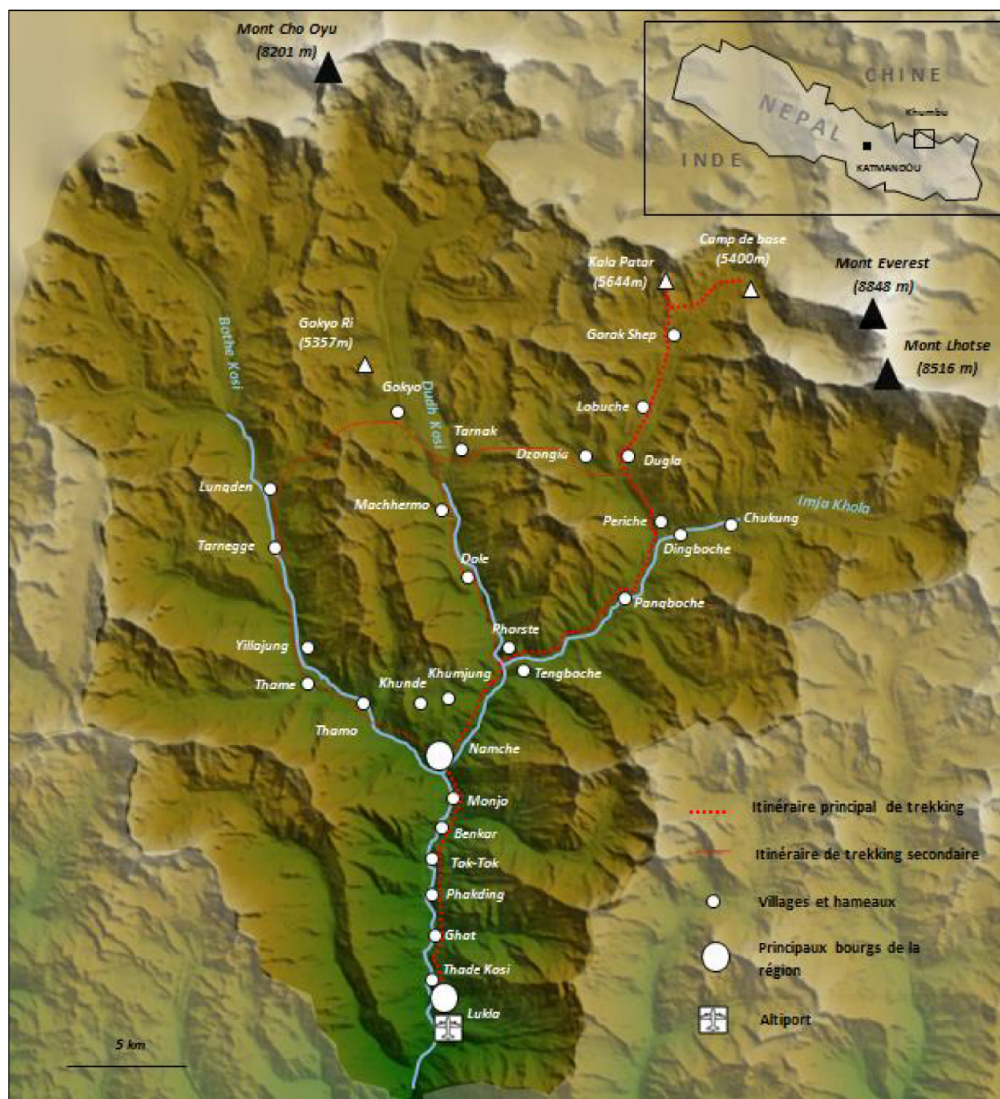


FIGURE I.14 – Carte des chemins de trek dans la région de l'Everest [JACQUEMET, 2017]





(a) Namche en 1973 (A.Byers)



(b) Namche en 2015 (A.Byers)



(c) Dingboche en 1977 (B.Jeffers)



(d) Dingboche en 2011 (R.Garrard)

FIGURE I.15 – Villages de Namche et Dingboche de 1973 à 2015 (Source BYERS [2017])

La région a également connu un fort développement avec la construction d'écoles, d'un aéroport à Lukla pour faciliter la connexion avec Katmandou, d'hôpitaux, cliniques, banques, réseaux électriques et d'adduction d'eau. Certaines de ces nouvelles infrastructures ont été construites grâce à des aides financières venant de l'étranger et de projets humanitaires [MCDOWELL et al., 2013] : cela a commencé avec Edmund Hillary qui a décidé suite à ses expéditions dans le Khumbu de financer la construction de 27 écoles pour aider les habitants du Khumbu à avoir accès à l'éducation et leur permettre de développer leurs propres activités pour le tourisme [JACQUEMET, 2016a]. L'augmentation des revenus, l'alphabétisation, l'accès aux soins et à la santé sont des exemples d'amélioration des conditions de vie des habitants mises en place grâce au développement du tourisme. De tels développements ne sont pas observés dans les autres régions de montagne du Népal [MCDOWELL et al., 2013].

Dans un souci de protection de la région face au développement rapide du tourisme, le Parc National protégé de Sagarmatha a été créé en 1976 et classé patrimoine de l'UNESCO en 1979.

### *1.2.2.2. Impact du tourisme sur les usages de la ressource en eau*

Avant le développement du tourisme dans la région du Khumbu, l'eau était puisée dans des sources ou bien directement dans les torrents et était utilisée essentiellement pour des besoins domestiques. Très peu d'habitants pratiquaient l'irrigation mais les torrents étaient parfois utilisés comme source d'énergie pour faire fonctionner des moulins à grains [FAULON, 2015 ; PUSCHIASIS, 2015].

Le développement du tourisme a fortement impacté les besoins et usages de la ressource en eau dans la région de l'Everest. Les différents usages de l'eau sont illustrés dans la Figure I.16.

Premièrement, le tourisme a impacté l'agriculture en faisant apparaître les premiers besoins en irrigation. En effet, les habitants continuent à cultiver des légumes et à développer leur agriculture pour nourrir les nombreux touristes. Les cultures traditionnelles dans la région du Khumbu sont l'orge et la pomme de terre, pratiquées sur de petites surfaces non irriguées [SHERPA & BAJRACHARYA, 2009]. Pour satisfaire les envies des touristes occidentaux, de nouvelles espèces (par exemple les tomates et choux fleurs) sont de plus en plus cultivées. Ces nouvelles espèces sont moins adaptées aux conditions climatiques de la région et nécessitent plus d'eau que les cultures traditionnelles [PUSCHIASIS, 2015]. Les besoins croissants liés à l'affluence des touristes et la production de nouvelles espèces ont amené les habitants à irriguer leur champs et à cultiver sous serres depuis les années 2000. JACQUEMET [2016b] rapporte que les habitants qui pratiquent le maraichage intensif pour le tourisme ont des besoins en irrigation quotidiens. L'élevage se développe au même titre que le maraichage au service du tourisme [SMADJA et al., 2015]. Dans la région du Khumbu, le transport se fait uniquement à pieds via les chemins de trek, les ânes et les yaks sont utilisés pour le portage de marchandises entre les villages [SHERPA & BAJRACHARYA, 2009]. Le pastoralisme s'est développé pour pouvoir acheminer la nourriture importée pour le tourisme dans les villages et pour porter les équipements des expéditions de trek et d'alpinisme et représente une source importante de revenue pour les éleveurs [MCDOWELL et al., 2013].

Le tourisme impacte aussi l'utilisation de l'eau pour la production d'électricité. Dans la région du Khumbu l'électricité est produite par des micro-centrales hydro-électrique. La première centrale a été construite en 1989 mais la majorité des centrales actuelles sont apparues dans les années 2000. Les villages situés à une altitude inférieure à 4000 m disposent de leur propres centrales et réseau

électrique. Au-dessus de 4000 m, les villages ne possèdent pas l'électricité car il n'y a pas assez d'habitants permanents (une grande partie des habitants vit à Katmandou en dehors des saisons touristiques) et les conduites transportant l'eau vers une centrale hydro-électrique peuvent geler en hiver. Avec l'augmentation de la population et l'afflux de visiteurs pendant les saisons touristiques, les besoins en électricité augmentent. Ces besoins concernent principalement l'éclairage, le chauffage, la cuisson et l'utilisation d'internet [JACQUEMET, 2016b].

Une activité de production d'eau potable s'est également développée. Les premiers touristes se sont plaint de la qualité de l'eau et des usines de filtrages et de mise en bouteille de l'eau ont débuté en 1997 [JACQUEMET, 2016b]. Ces usines prélèvent de l'eau aux sources naturelles ou dans les petits affluents, filtrent l'eau et revendent les bouteilles aux lodges et commerces locaux pour la vente aux touristes. Certains lodges disposent aussi de filtres pour la vente d'eau potable. La quantité d'eau prélevée aux sources ou dans les rivières pour la production d'eau potable n'est pas connue.

Enfin, les besoins en eau augmentent pour les usages domestiques et des réseau d'adduction d'eau ont été développés dans la région du Khumbu pour répondre aux besoins des touristes. Aujourd'hui, à l'heure où la quasi-totalité des zones rurales au Népal n'a pas accès à l'eau courante, les lodges des principaux villages étapes situés sur les itinéraires de trek (Lukla, Namche, Phakding, Tengboche), sont tous équipés de douches [JACQUEMET, 2016b].

### *1.2.2.3. Causes du manque d'eau dans le Khumbu*

D'après les interviews réalisés par FAULON [2015] auprès des habitants des villages touristiques situés entre Lukla et Namche (cf Figure I.14), plus de la moitié des personnes interrogées disent manquer d'eau pendant une partie de l'année.

Il faut savoir que l'eau des rivières principales (Dudh Koshi, Imja Kola, Bothe Koshi) n'est pas utilisée pour la consommation en eau ou pour l'hydro-électricité car ces cours d'eau sont trop chargés en sédiments et leur débit est trop variable pour y installer des prises d'eau ou des centrales électriques [FAULON, 2015]. L'eau est prélevée dans les cours d'eau secondaires.

Le stress hydrique est plus important pendant la saison sèche car les débits de rivière sont plus faibles et à haute altitude, les petits torrents gèlent pendant l'hiver ainsi que les conduites d'adduction de l'eau. C'est par exemple le cas dans le village de Pangboche situé à 3950 m d'altitude. La saison sèche coïncide aussi avec la saison touristique. La Figure I.17 présente le nombre moyen de visiteurs par mois dans le Parc National de Sagarmatha entre 2010 et 2014. Cette figure montre qu'il y a deux saisons touristiques dans l'année : mars-avril et octobre-novembre car le climat est plus propice au trek (peu de précipitations). 60 % des trekkers viennent dans le Khumbu pendant les mois d'avril, octobre et novembre. Pendant la saison touristique la demande en eau domestique est très forte ainsi que le besoin en eau pour l'hydro-électricité. Les propriétaires des lodges disent ne pas avoir assez d'électricité pendant la saison touristique et ne peuvent pas utiliser tous leurs appareils électriques ou bien le courant est coupé à tour de rôle [FAULON, 2015]. De plus, il s'agit de la saison avec les besoins les plus importants en irrigation.

Pendant la saison de mousson, les habitants rapportent des problèmes d'accès à l'eau car les tuyaux d'acheminement sont souvent bouchés par des sédiments, pierres ou végétaux et les prises d'eau sont parfois emportées par les forts débits [FAULON, 2015].



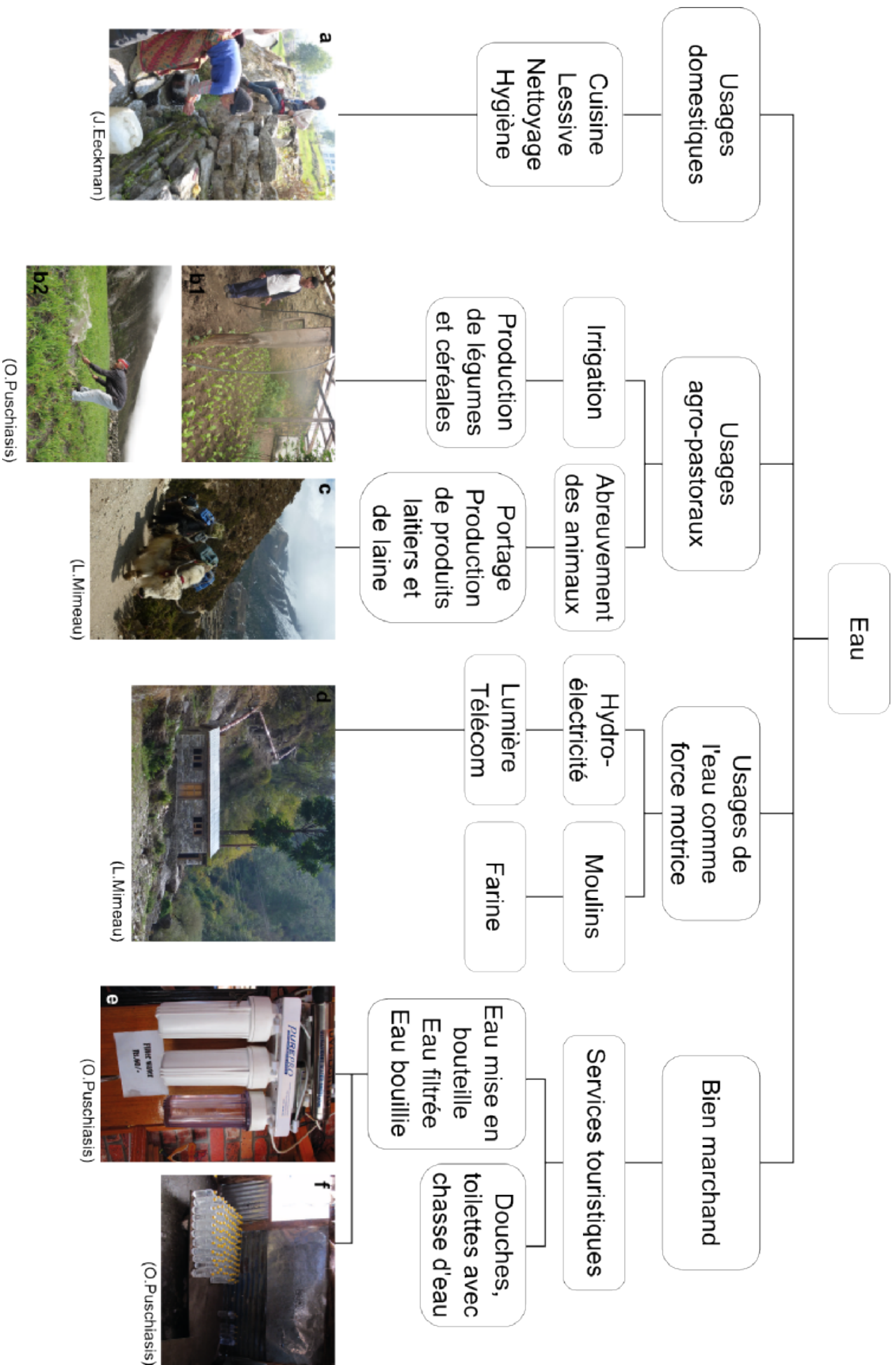


FIGURE I.16 – Schéma des différents usages de l'eau dans la région du Kluambu, inspiré de PUSCHIASIS [2015] et FAULON [2015]. a) Femme allant chercher de l'eau à la source pour usage domestique b) Irrigation des cultures de légumes en serre (b1) et de l'orge dans les champs (b2) c) Les yaks et les ânes sont utilisés pour le transport de biens et de marchandises d) Centrale hydro-électrique du village de Kharikhola e) Filtre utilisé pour la vente d'eau potable dans un lodge f) Usine de filtrage et mise en bouteille de l'eau.

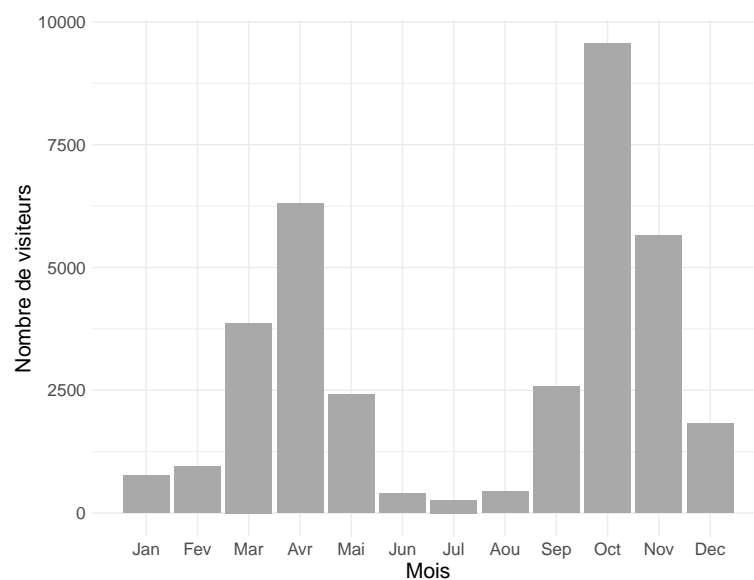


FIGURE I.17 – Nombre de visiteurs moyens par mois entre 2010 et 2014. Source Parc National de Sagarmatha



(a) Prises d'eau dans la rivière (b) Tuyaux d'adduction le long du chemin de trek (c) Citernes d'adduction collective

FIGURE I.18 – Systèmes d'adduction collectifs et individuels de l'eau près de Phakding (Source des photos : FAULON [2015])

Au final, MCDOWELL et al. [2013]; FAULON [2015]; PUSCHIASIS [2015] montrent dans leurs études que ce n'est pas tant la quantité d'eau qui est à l'origine du manque d'eau dans la région du Khumbu mais plutôt les installations rustiques (système d'adduction collectifs pour des groupes de maisons ou individuels (Figure I.18), puissance des centrales hydro-électriques), le manque d'organisation sociale et le manque de moyens pour construire des réseaux et infrastructures collaboratifs à l'échelle de la région.

### 1.2.3. Impacts sociaux et économiques du changement climatique sur l'accès à l'eau

#### 1.2.3.1. Impacts à l'échelle locale du Khumbu

MCDOWELL et al. [2013]; SHERPA [2014]; PUSCHIASIS [2015] ont interrogé les habitants de la région du Khumbu sur leur perception du changement climatique. Dans ces trois études les personnes interrogées témoignent d'une augmentation des températures qui se traduit par une diminution de la

durée et de l'épaisseur du manteau neigeux en hiver. Dans le village de Pangboche situé à 3950 m d'altitude, les habitants interrogés par PUSCHIASIS [2015] rapportent qu'un hiver sans neige au sol était traditionnellement considéré comme un évènement exceptionnel mais depuis une quinzaine d'années la tendance s'inverse et les hivers marqués par une présence prolongée de neige au sol sont maintenant considérés comme exceptionnels. Les alpinistes népalais qui réalisent régulièrement l'ascension de l'Everest confirment cette perception d'augmentation des températures. Ils remarquent que la ligne de neige remonte et que le glace est moins épaisse et plus instable. Les habitants notent aussi un décalage de la période avec de la neige au sol qui allait de mi-décembre à mi-février et qui arrive désormais plus tardivement entre mi-février et mi-avril. En ce qui concerne les précipitations de mousson, les interviews menées par MCDOWELL et al. [2013]; SHERPA [2014]; PUSCHIASIS [2015] ne permettent pas de dégager de tendance : les habitants n'observent pas d'intensification ou de diminution des précipitations. En revanche, dans les trois études, certaines personnes interrogées observent une plus forte variabilité des précipitations avec des évènements plus irréguliers et moins prévisibles.

Plusieurs études montrent que les populations de haute montagne sont plus impactées par le changement climatique [SMADJA et al., 2015]. Un des premiers impacts est la réduction voire la disparition du manteau neigeux en hiver. D'après MCDOWELL et al. [2013] et PUSCHIASIS [2015] la diminution du couvert neigeux est favorable pour l'élevage car les yaks peuvent rester pâturer à haute altitude ce qui évite les transhumances. Cependant l'absence de manteau neigeux a des effets néfastes sur l'agriculture à haute altitude. La neige joue un rôle d'isolant thermique pour les sols et permet de transférer de l'humidité aux sols pendant l'hiver. Lorsqu'il y a peu de neige en hiver, il y a un risque de gel des sols et le contenu en eau des sols lors du printemps est plus faible ce qui induit une diminution du rendement des cultures et par conséquent une augmentation du prix des aliments. De plus, la diminution d'humidité des sols pendant le printemps oblige les agriculteurs à irriguer donc augmente les besoins en eau pendant une période sèche avec des débits peu élevés.

Un second impact est la réduction des débits des petits cours d'eau en hiver et au printemps qui ne sont plus soutenus par la fonte de la neige. Cela entraîne une diminution de l'électricité générée par les micro-centrales hydro-électriques et une diminution de l'accès à l'eau pour les usages touristiques ce qui augmente encore plus le stress en eau pendant la saison touristique d'avril-mai [MCDOWELL et al., 2013].

Enfin, un troisième impact du changement climatique est l'intensification des évènements de précipitation pendant la saison de mousson (cf section I.1.1.3). Pour les habitants de haute et moyenne montagne, les évènements pluvieux particulièrement intenses peuvent endommager les semis et causer le pourrissement des cultures de pommes de terre.

En haute montagne, les habitants sont particulièrement vulnérables aux risques de GLOF. Cependant d'après MCDOWELL et al. [2013], la disparition du manteau neigeux causé par l'augmentation des températures et le changement de rythme et d'intensité des précipitations impactent plus les activités quotidiennes des habitants liées au tourisme et à l'agriculture que le recul des glaciers puisque les petits cours d'eau utilisés pour les usages de l'eau ne sont pas forcément alimentés par des glaciers.

### *1.2.3.2. Impacts sur l'Himalaya népalais*

Les études réalisées à l'échelle de l'Himalaya indiquent des impacts similaires à ceux décrits pour la région du Khumbu.

Les effets du changement climatique prévus en Asie pour les prochaines décennies dans le cinquième rapport du GIEC (augmentation des températures, forte variabilité des précipitations, décalage de la saison de mousson et augmentation des événements extrêmes, cf. section I.1.1.3) risquent d'avoir un impact majeur sur les conditions de vie des népalais, en causant des pénuries d'eau ainsi que des pénuries alimentaires [GENTLE & MARASENI, 2012]. En effet plusieurs études montrent que l'augmentation de la variabilité des précipitations observée ces dernières années ont déjà eu un impact négatif sur le rendement des cultures de base (riz, blé, orge, maïs) [e.g., MORTON, 2007; REGMI, 2007; MALLA, 2009; UROTHODY & LARSEN, 2010]. Le Népal est particulièrement vulnérable au changement de régime de précipitation puisque plus de 70 % des terres cultivées ne sont pas irriguées et dépendent des précipitations de mousson (cf. section I.2.1).

La diminution de la production agricole risque d'impacter en premier les habitants des zones rurales qui dépendent directement de l'agriculture puis dans un second temps les zones urbaines risquent de subir une inflation du prix des aliments [HIJIOKA et al., 2014].

La diminution de la capacité de stockage des bassins versants liée à la réduction du couvert nival et au recul glaciaire va également avoir un impact sur l'approvisionnement en eau pour l'irrigation, l'hydro-électricité et les autres usages [SINGH et al., 2011].

## **I.3. Les enjeux de la modélisation hydrologique en Himalaya**

La chaîne de montagne de l'Himalaya constitue un réservoir essentiel pour la ressource en eau en Asie et est considérée comme le "château d'eau" de l'Asie [IMMERZEEL et al., 2010]. Les besoins en eau des populations vont continuer à augmenter dans les prochaines années du fait de l'accroissement de la population et des besoins croissants en agriculture, énergie et eau potable. Or, le changement climatique a déjà commencé à impacter le cycle hydrologique : les études sur le changement climatique prévoient à long terme une diminution des contributions glaciaires et nivales aux débits et une intensification des événements de mousson et une plus forte variabilité des précipitations. Les habitants du Népal dépendent fortement du régime des précipitations et de la saisonnalité des débits pour l'irrigation et la production d'énergie, et les impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique les rendent vulnérables à l'insécurité alimentaire et aux catastrophes naturelles. C'est pourquoi il est essentiel de comprendre les différents processus à l'origine des écoulements dans ces régions (contribution de la fonte des glaciers, de la fonte de neige saisonnière et du ruissellement de la pluie) et de quantifier la part des débits issus de ces différents processus pour anticiper les futurs impacts du changement climatique sur la disponibilité de la ressource en eau et mettre en place des mesures d'adaptation.

Un enjeu majeur en hydrologie des bassins de montagne est de quantifier la contribution de la fonte des glaciers aux écoulements actuels des rivières. Il existe plusieurs méthodes pour déterminer cette contribution glaciaire [FRENIERRE & MARK, 2014] :

- la méthode glaciologique : cette méthode consiste à estimer la masse perdue par les glaciers et à convertir cette masse en volume d'eau liquide pour la comparer au volume d'eau écoulé dans les rivières [ZHANG et al., 2008 ; SHIYIN et al., 2009]. Cette méthode fait l'hypothèse que toute la masse perdue par les glaciers contribue directement à l'écoulement de la rivière et néglige les pertes par évaporation et sublimation. De plus, la masse perdue par le glacier est généralement assimilée à la valeur du bilan de masse ce qui signifie que cette méthode ne permet pas de calculer la contribution glaciaire lorsque le bilan de masse glaciaire est positif ou nul.
- les mesures de débits glaciaires : les débits sont mesurés directement en sortie du glacier puis comparés aux débits de la rivière [THAYYEN & GERGAN, 2010]. Cette méthode a l'avantage de demander peu de calculs et peu de traitement de données. En revanche les mesures peuvent être compliquées à mettre en œuvre et ne peuvent pas être réalisées dans de grands bassins versants possédant de nombreux glaciers.
- le traçage par méthode isotopique : l'eau possède une signature isotopique qui diffère selon son origine. Le traçage isotopique consiste à prélever des échantillons d'eau de fonte des glaciers pour déterminer leur signature isotopique puis à analyser l'eau des rivières afin de déterminer la part des isotopes possédant la signature de la fonte glaciaire [MAURYA et al., 2011 ; RACOVITEANU et al., 2013]. La limite du traçage isotopique réside dans la difficulté d'échantillonner l'ensemble des sources de production de fonte dans un bassin versant.
- la méthode du bilan hydrologique : cette méthode part du principe que les débits de rivières sont égaux à la somme des précipitations hors glaciers et de la contribution des glaciers moins les pertes par évaporation et le stockage d'eau souterraine. En estimant les autres termes du bilan hydrologique, il est possible de déduire la contribution glaciaire [SINGH et al., 1997 ; SINGH & JAIN, 2002]. Les débits et les précipitations peuvent être estimés grâce à des mesures cependant la limite de cette méthode repose sur l'estimation de l'évaporation et du stockage souterrain qui fait généralement appel à des hypothèses simplificatrices.
- la modélisation hydrologique qui consiste à utiliser un modèle hydrologique pour simuler les processus hydrologiques à l'origine des écoulements [REES & COLLINS, 2006 ; KONZ et al., 2007 ; AKHTAR et al., 2008 ; PELLICCIOTTI et al., 2012 ; PRASCH et al., 2013 ; NEPAL et al., 2014]. Cette méthode possède des incertitudes liées au degré de représentation des processus dans les modèles et aux données utilisées comme entrées du modèle mais permet de quantifier chacune des contributions aux écoulements (la contribution de la fonte glaciaire mais aussi les contributions de la fonte de la neige, du ruissellement de la pluie et des sols) et permet d'analyser les variations des contributions sur différentes échelles temporelles : du pas de temps horaire au pas de temps pluri-annuel. De plus, les modèles hydrologiques peuvent être utilisés aussi bien à échelle locale sur de petits bassins versants qu'à échelle régionale.

Dans cette thèse, la modélisation hydrologique est choisie pour estimer les contributions aux écoulements. Cette méthode nécessite de comprendre l'ensemble des processus glacio-hydrologiques caractéristiques des bassins de montagne englacés.

### I.3.1. Processus glacio-hydrologiques en haute montagne

#### I.3.1.1. Bilan hydrologique

La Figure I.19 représente le cycle hydrologique dans un bassin de montagne englacé. Les principaux processus hydrologiques sont l'évapotranspiration, la sublimation, la fonte de neige et de glace, l'infiltration, le ruissellement de surface et les écoulements souterrains.

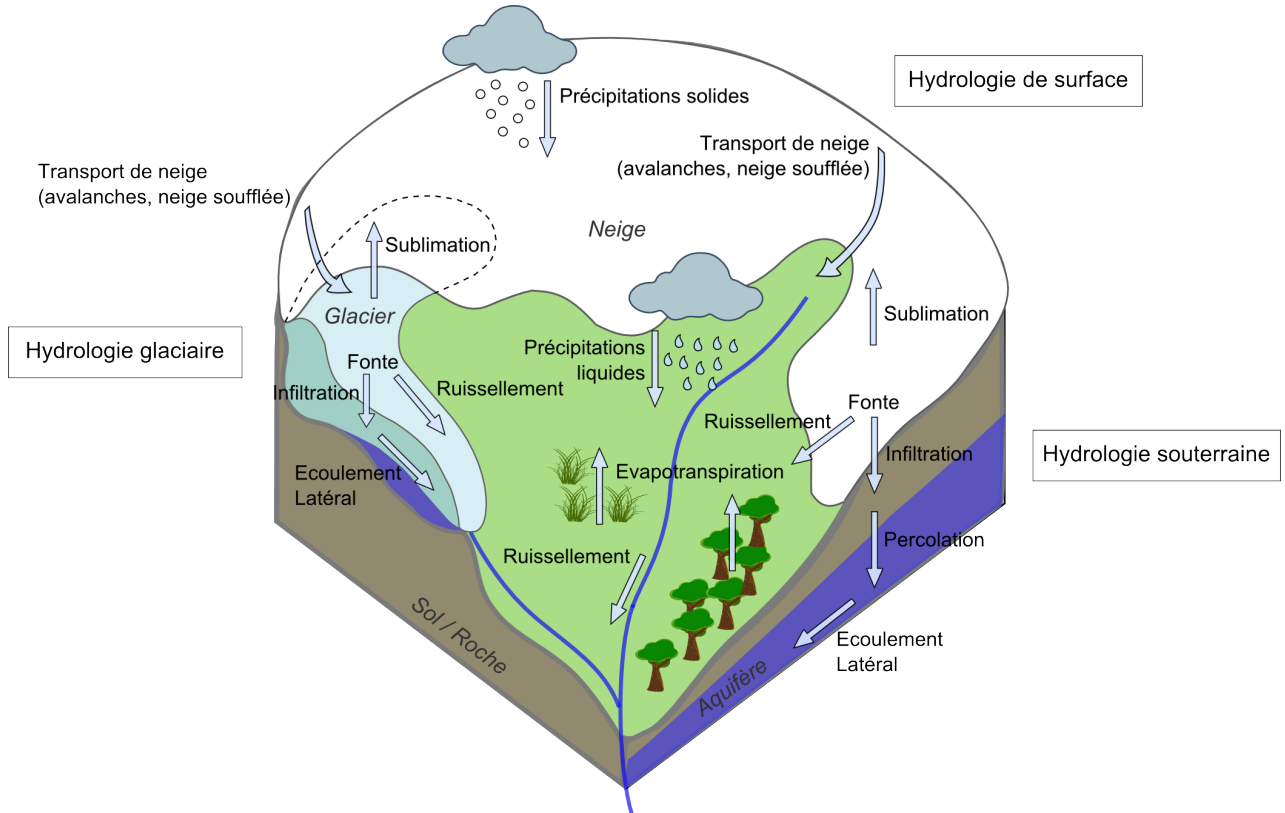


FIGURE I.19 – Représentation des principaux processus hydrologiques dans un bassin versant de montagne englacé

L'équation du bilan hydrologique fait la différence entre les apports en eau et les pertes à l'échelle du bassin versant et permet de quantifier l'évolution des ressources en eau dans un bassin versant à partir de la connaissance des processus hydrologiques :

$$\begin{aligned}\Delta BV &= \text{Apports} - \text{Pertes} \\ \Delta BV &= P - \text{Subl} - \text{ETR} - Q_{out}\end{aligned}\quad (\text{I.1})$$

avec  $\Delta BV$  la variation du volume d'eau stockée dans le bassin,  $P$  les précipitations solides et liquides,  $\text{Subl}$  l'eau perdue par sublimation de la neige et de la glace,  $\text{ETR}$  l'eau perdue par évapotranspiration et  $Q_{out}$  l'écoulement à l'exutoire du bassin.

L'équation du bilan hydrologique I.1 peut être alors utilisée pour calculer l'écoulement à l'exutoire :

$$Q_{out} = P - \text{Subl} - \text{ETR} - \Delta BV \quad (\text{I.2})$$



Dans un bassin englacé, le terme  $\Delta BV$  peut aussi être exprimé comme la somme du stockage dans trois réservoirs : les glaciers, le manteau neigeux hors zones englacées et les sols.

$$\Delta BV = \Delta \text{Glacier} + \Delta \text{Neige} + \Delta \text{Sols} \quad (\text{I.3})$$

Les termes  $\Delta BV$ ,  $\Delta \text{Glacier}$ ,  $\Delta \text{Neige}$  et  $\Delta \text{Sols}$  peuvent être :

- positifs, dans ce cas une partie de la précipitation est stockée dans ces réservoirs et ne participe pas à l'écoulement (exemple : accumulation de neige sur les glaciers),
- négatifs, dans ce cas on observe un déstockage du réservoir qui représente une source d'écoulement supplémentaire aux précipitations (exemple : fonte du manteau neigeux ou de la glace),
- nuls si les réservoirs sont à l'équilibre, c'est à dire que la quantité d'eau stockée est égale au déstockage.

L'estimation de l'écoulement dans les rivières à partir du bilan hydrologique nécessite donc de connaître les apports et les pertes à l'échelle du bassin versant mais aussi l'ensemble des processus à l'intérieur du bassin versant pour pouvoir évaluer les variations de stock des différents réservoirs. Les paragraphes suivants décrivent les principaux processus glacio-hydrologiques dans les zones non-englacées et dans les zones englacées.

### *1.3.1.2. Processus hydrologiques en zones non englacées*

#### L'évapotranspiration

L'évapotranspiration est le transfert d'eau liquide vers l'atmosphère via un changement d'état liquide vers un état gazeux. Le terme d'évapotranspiration regroupe les phénomènes d'évaporation de l'eau interceptée par la canopée, de l'eau de surface (exemple : les lacs) ou de l'eau contenue dans les sols et les phénomènes de transpiration des végétaux. L'évapotranspiration est principalement liée à la température et l'humidité de l'air, mais aussi au vent, au rayonnement solaire, à la pression atmosphérique, au type de végétation présente et à la quantité d'eau disponible dans les sols. Dans les bassins de montagne à haute altitude, l'évapotranspiration joue un rôle limité dans le cycle hydrologique et représente environ 10 % du bilan hydrologique total [BOOKHAGEN & BURBANK, 2010]. Cependant, le volume d'eau perdu par un bassin par évapotranspiration est difficile à estimer : pour le bassin de la Dudh Koshi au Népal (3700 km<sup>2</sup>) l'évapotranspiration est estimée entre 178 et 428 mm/an [ANDERMANN et al., 2012 ; NEPAL et al., 2014].

#### L'infiltration et la percolation

L'infiltration est l'absorption de l'eau par le sol. La capacité d'absorption du sol dépend du volume d'eau qu'il peut stocker c'est à dire de sa porosité, de son épaisseur et de l'humidité du sol précédent un évènement pluvieux et de l'intensité de l'évènement. L'eau infiltrée dans le sol peut participer à l'évaporation du sol, être captée par le système racinaire de la végétation, s'écouler dans les premières couches de sol (écoulement de subsurface), ou percoler dans les couches de sol inférieures et alimenter une nappe aquifère. Les couches superficielles de sol dans lesquels se produisent les processus d'infiltration représente la zone non saturée et les couches de sol profondes qui comportent la nappe aquifère représentent la zone saturée.

### Les écoulements de surface, subsurface et souterrains

Les rivières peuvent être alimentées par trois types d'écoulements. Les écoulements de surface (ou ruissellements directs) se produisent lorsque les sols sont saturés en eau et que la précipitation ne peut pas s'infiltrer ou bien lorsque l'intensité des précipitations dépasse le flux maximal d'absorption du sol. Les écoulements de surface sont gravitaires, ils s'écoulent selon la pente du terrain et contribuent rapidement aux débits des rivières.

Les écoulements de subsurface désignent l'écoulement de l'eau présente dans la zone non saturée du sol. Ces écoulements sont également gravitaires et la vitesse de l'écoulement dépend de la nature des couches de sol superficielles, en particulier de leur conductivité hydraulique.

Enfin les écoulements souterrains désignent l'écoulement de la nappe aquifère. Ces écoulements dépendent de la conductivité hydraulique de la zone saturée et du gradient hydraulique. Les écoulements se produisent selon la pente de la nappe et non selon la pente du terrain naturel. Les écoulements souterrains peuvent être qualifiés d'écoulements lents, ils participent aux débits de base des rivières.

#### *1.3.1.3. Processus cryosphériques*

##### Le bilan de masse

La variation de stock des glaciers  $\Delta Glacier$  et du manteau neigeux  $\Delta Neige$  s'exprime comme la différence entre l'accumulation et l'ablation. En prenant en compte les principaux processus d'accumulation et d'ablation, le bilan de masse peut être défini selon l'équation :

$$\begin{aligned} \Delta Glacier / \Delta Neige &= Accumulation - Ablation \\ \Delta Glacier / \Delta Neige &= (P_{solide} + Transport_{avalanche} + Transport_{vent}) - (Fonte + Subl) \end{aligned} \quad (I.4)$$

avec  $P_{solide}$  les précipitations solides,  $Transport_{avalanche}$  et  $Transport_{vent}$  l'apport de neige transportée par avalanche ou par le vent,  $Fonte$  la fonte de glace ou de neige et  $Subl$  la sublimation de la glace ou de la neige.

Pour les glaciers, on distingue deux zones en fonction du bilan de masse ponctuel : la zone d'accumulation et la zone d'ablation (Figure I.20). La zone d'accumulation se situe dans la partie haute du glacier, il s'agit de la zone pour laquelle le bilan de masse annuel est positif, c'est-à-dire que les précipitations solides annuelles sont supérieures à la fonte alors que la zone d'ablation, située dans la partie basse du glacier, possède un bilan de masse négatif. Les deux zones sont séparées par la ligne d'équilibre, définie comme l'altitude pour laquelle le bilan de masse annuel est nul.

##### Le transport de neige par avalanche ou par le vent

A l'intérieur du bassin versant, la neige peut être déplacée par des avalanche ou transportée par le vent.

Les avalanches se produisent dans les terrains pentus et dépendent de l'épaisseur du manteau neigeux et de ses propriétés physiques (densité, contenu en eau, caractéristiques des cristaux de neige). Les avalanches peuvent déplacer d'importantes masses de neige sur des distances allant jusqu'à plusieurs centaines de mètres.



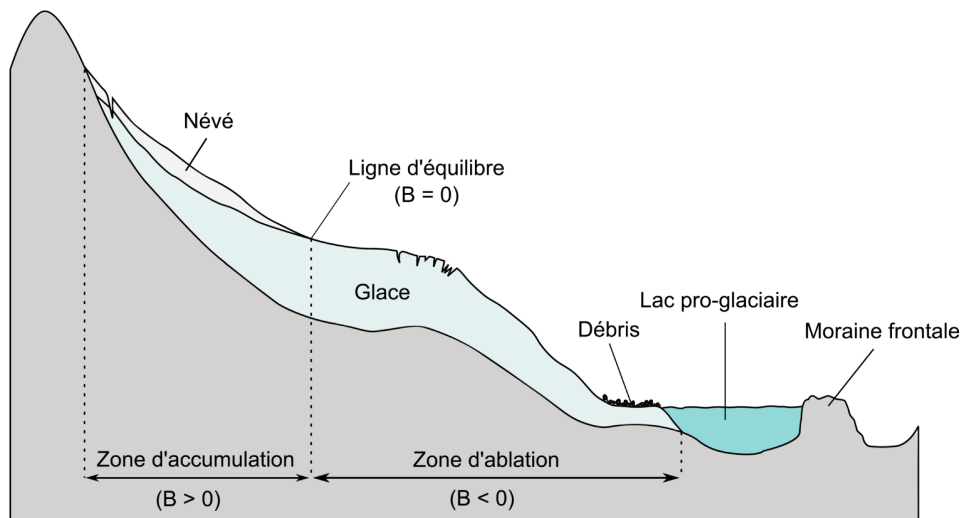


FIGURE I.20 – Zones d'accumulation et d'ablation d'un glacier de montagne. B désigne le bilan de masse annuel. (Source GARDELLE [2012])

Le vent contribue aussi de manière importante à la redistribution de la neige dans le bassin. Le transport de la neige par le vent est principalement influencé par la topographie : le vent déplace la neige depuis les zones exposées telles que les crêtes vers des zones protégées [e.g., ESSERY et al., 1999 ; MOTT et al., 2010].

La redistribution de la neige par le vent ou par avalanche a un impact sur le cycle hydrologique. Le transport de neige par avalanche tend à augmenter la fonte de neige à l'échelle du bassin versant puisque la neige est déplacée des zones situées en amont vers l'aval où la température est plus élevée [SCALLY & GARDNER, 1988 ; LEHNING & FIERZ, 2008]. Le transport par avalanches ou par le vent contribue aussi à l'accumulation des glaciers en déplaçant de la neige des zones non englacées sur les glaciers et représente alors un apport supplémentaire aux précipitations solides dans le bilan de masse des glaciers. De plus, une partie de la neige déplacée par le vent est perdue par sublimation. WAGNON et al. [2013] ont montré qu'une majorité de la neige soulevée par le vent sur deux glaciers de l'Himalaya népalais (le Mera et le Pokalde) est sublimée.

#### La sublimation

La sublimation est le changement d'état de l'eau solide (principalement neige ou glace) vers l'état gazeux. La sublimation représente une faible perte de masse pour les glaciers en comparaison avec la fonte mais participe tout de même de manière significative à l'ablation des glaciers, particulièrement pendant l'hiver lorsque l'humidité de l'air est faible et la température de l'air trop froide pour permettre la fonte [SICART et al., 2001 ; AZAM et al., 2014]. La sublimation dépend fortement des propriétés physiques de la surface du manteau neigeux ou de la glace et du vent.

#### La fonte : résultat du bilan d'énergie

La fonte de la neige ou de la glace est le résultat du bilan d'énergie qui se produit à la surface du glacier ou du manteau neigeux (Figure I.21). Le bilan d'énergie permet de déterminer l'énergie totale  $Q_{net}$  ( $W/m^2$ ) reçue par le glacier ou le manteau neigeux. Si  $Q_{net}$  est positive alors de l'énergie est reçue et peut entraîner la fonte de la neige ou de la glace. Au contraire si  $Q_{net}$  est négative alors de

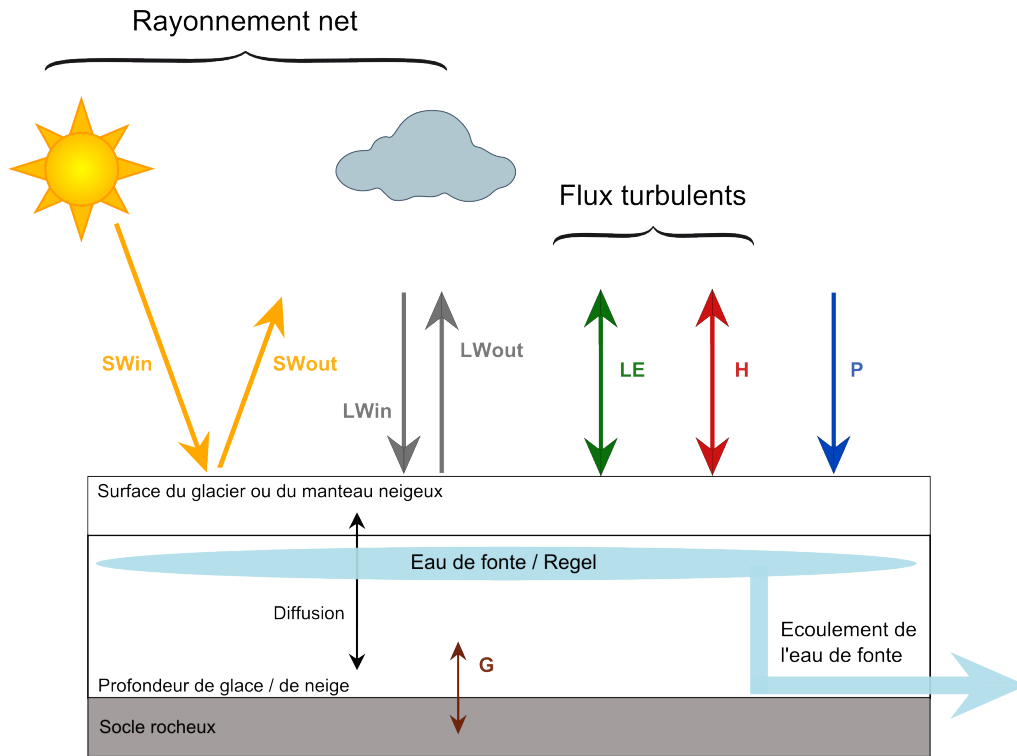


FIGURE I.21 – Termes du bilan d'énergie sur les glaciers

l'énergie est perdue ce qui peut entraîner le regel de l'eau liquide contenue dans le manteau neigeux ou le glacier.

L'énergie totale  $Q_{net}$  ( $W/m^2$ ) s'exprime selon l'équation :

$$Q_{net} = SW_{in} - SW_{out} + LW_{in} - LW_{out} + LE + H + P + G \quad (I.5)$$

$SW_{in}$  et  $SW_{out}$  sont les rayonnements courtes longueurs d'ondes incidents et réfléchis.  $SW_{in}$  correspond au rayonnement solaire direct reçu par la surface, ce terme dépend de la latitude du site d'étude, de l'orientation et de l'exposition du glacier, de l'heure de la journée et de la présence éventuelle de couvert nuageux.  $SW_{out}$  correspond au rayonnement solaire réfléchi par la surface et dépend de l'albédo  $\alpha$  de la surface. L'albédo est le ratio entre le rayonnement solaire reçu  $SW_{in}$  et le rayonnement réfléchi par la surface  $SW_{out}$  (compris entre 0 et 1). L'albédo est un terme qui a une grande influence sur le bilan d'énergie : s'il est élevé une grande partie du rayonnement solaire est réfléchi et peu d'énergie est absorbée par la surface, à l'inverse si l'albédo est faible une grande partie du rayonnement solaire est absorbée par la surface ce qui augmente l'énergie disponible pour la fonte. L'albédo de la neige et de la glace dépend des propriétés physiques et chimiques du matériaux de surface. La neige fraîche a un albédo qui peut varier entre 0.75 et 0.9 et l'albédo de la glace se situe entre 0.3 et 0.4 ce qui signifie que pour des rayonnements solaires incidents similaires, la glace absorbe plus d'énergie que la neige.

$LW_{in}$  et  $LW_{out}$  sont les rayonnements grandes longueurs d'ondes incidents et réfléchis.  $LW_{in}$  est le rayonnement émis par l'atmosphère, principalement par l'eau (vapeur d'eau et nuages), le  $CO_2$  et l'ozone. Il dépend de la température et de l'humidité de l'air.  $LW_{out}$  est le rayonnement émis par la surface de la Terre et dépend de la température et des propriétés physiques de la surface de la neige ou de la glace.

$H$  est le flux turbulent de chaleur sensible, il s'agit du transfert de chaleur entre l'air et la surface. Ce flux dépend de la différence de température entre l'air et la surface ainsi que de la vitesse du vent. Le flux de chaleur sensible est orienté positivement vers la surface ce qui signifie que la surface gagne de la chaleur et que l'air perd de la chaleur quand  $H$  est positif.

$LE$  représente le flux turbulent de chaleur latente. Il s'agit de l'énergie libérée ou consommée lors d'un changement de phase de l'eau à la surface. Dans le cas de l'évaporation ou de la sublimation, de l'énergie est consommée à la surface et  $LE$  est négatif. A l'inverse, la condensation et la resublimation libèrent de l'énergie à la surface et  $LE$  est positif.

$P$  est le flux d'énergie apporté par la pluie. Lorsque des gouttes de pluie tombent sur la surface, un transfert de chaleur se produit des gouttes de pluie vers la surface de la neige ou de la glace. Ce flux est parfois négligé dans les modèles de bilan d'énergie.

Enfin,  $G$  représente le flux géothermique, c'est à dire le transfert de chaleur avec le socle rocheux.

#### La fonte : cas des glaciers couverts de débris

La présence de débris rocheux à la surface du glacier a un impact sur la fonte des glaciers. Une relation empirique entre l'épaisseur de la couche de débris et la fonte de la glace a été trouvée par ØSTREM [1959] puis confirmée par d'autres études [e.g., LOOMIS, 1970 ; MATTSON, 1993 ; KAYASTHA et al., 2000] (Figure I.22). Cette relation montre qu'une épaisseur de débris inférieure à 2 cm a pour effet d'augmenter la fonte de glace par rapport à un glacier non couvert de débris. Pour des épaisseurs supérieures à 2 cm, plus l'épaisseur de la couche de débris est importante, plus la fonte de glace est réduite.

Cette relation est due au transfert thermique entre la surface des débris et la surface de la glace (Figure I.23). La couche de débris à la surface du glacier possède un albédo inférieur à celui de la glace nue et absorbe donc plus de rayonnement solaire ce qui a pour effet d'augmenter la température de surface des débris. Une faible épaisseur de débris transfère plus de chaleur à la glace et a tendance à augmenter la fonte de la glace alors qu'une épaisseur importante joue un rôle d'isolant thermique et protège la surface du glacier.

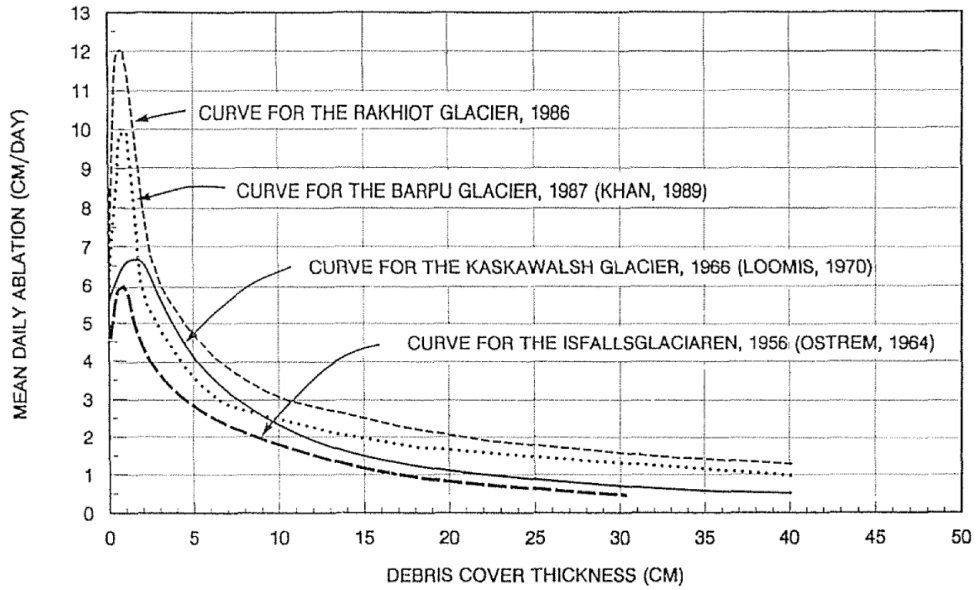


FIGURE I.22 – Relation entre la fonte de glace et l'épaisseur de la couverture de débris rocheux (Source MATTSSON [1993])

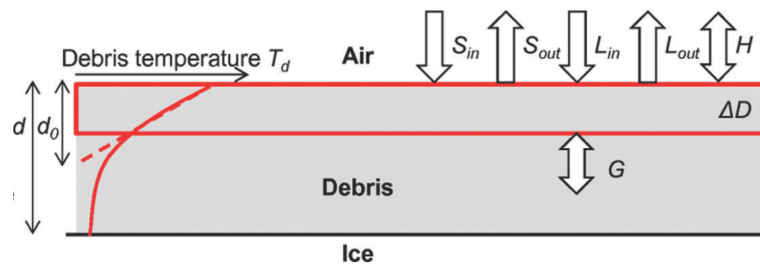


FIGURE I.23 – Bilan d'énergie à la surface d'un glacier couvert de débris et évolution de la température à l'intérieur de la couche de débris (Source SCHAUWECKER et al. [2015]) : la température est élevée à la surface des débris puis diminue à l'intérieur de la couche de débris.

### Les transferts hydrologiques dans les glaciers

La Figure I.24 présente les différents systèmes de stockage et de transfert d'eau liquide dans les glaciers. De l'eau liquide peut être stockée de différentes façons : dans le manteau neigeux, les crevasses, les lacs supra-glaciaires (situés sur la surface du glacier), les cavités internes, les conduites glaciaires et les sédiments basaux. De l'eau liquide peut s'écouler du glacier suite à la libération abrupte de l'eau stockée depuis plusieurs mois ou années (la vidange d'un lac par exemple). L'écoulement peut aussi être produit de façon plus continue par le drainage de l'eau de fonte via le système de conduites glaciaires [JANSSON et al., 2003].

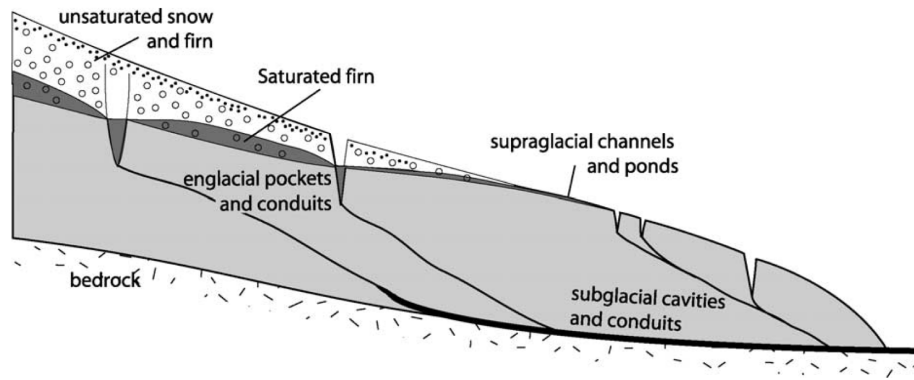


FIGURE I.24 – Systèmes de transfert hydrologique et zones de stockage d'eau liquide dans un glacier tempéré (Source JANSSON et al. [2003])

### L'écoulement des glaciers

Les glaciers s'écoulent sous l'effet de leur poids. La neige et la glace accumulées se déplacent lentement pour alimenter la zone d'ablation. La vitesse d'écoulement des glaciers varie fortement selon la région et selon l'exposition des glaciers. Dans la région du Boutan KÄÄB [2005] trouve des vitesses de glaciers variant entre moins de 50 m/an pour les glaciers orientés sud et plus de 200 m/an pour les glaciers orientés nord. Dans la région de l'Everest QUINCEY et al. [2007] et BOLCH et al. [2008] montrent que les glaciers ont de faibles vitesses d'écoulements (inférieures à 20 m/an pour le glacier du Khumbu) et que le front des glaciers stagne à cause d'une trop faible accumulation.

## **1.3.2. Les différents types de modèles hydrologiques**

Il existe de nombreux modèles hydrologiques différents qui permettent de représenter plus ou moins finement l'ensemble des processus glacio-hydrologiques avec différents degrés de complexité. Le Tableau I.2 présente les caractéristiques des modèles hydrologiques utilisés dans une sélection d'études de bassins de montagne englacés au Népal.

### Modèles empiriques, conceptuels et globaux

On distingue trois types de modèles selon le formalisme adopté pour la représentation des processus : les modèles empiriques, conceptuels ou physiques. Les modèles empiriques ne cherchent pas à décrire les phénomènes physiques qui interviennent dans le bassin versant, ils reposent sur une relation directe entre l'entrée et la sortie du modèle (ex : relation pluie-débit). Les modèles conceptuels représentent les processus de manière simplifiée. Dans les modèles conceptuels les processus sont généralement représentés sous la forme de réservoirs inter-connectés (réservoir de glace, de neige, végétation ou sols). Ces modèles ont l'avantage de représenter les différents processus intermédiaires entre les précipitations et les écoulements tout en restant relativement simples à mettre en œuvre. Enfin, les modèles physiques décrivent les cheminements de l'eau dans le bassin versant à partir des équations des phénomènes physiques. Les modèles physiques ont une représentation des processus plus fidèle à la réalité mais demandent plus de données en entrée pour caractériser le bassin et les variables météorologiques. En hydrologie, il n'existe pas de modèle purement physique car beaucoup de phénomènes sont encore incompris et doivent tout de même être conceptualisés pour être intégrés dans les modèles.

	Modèle	Discrétisation	Fonte	Débris	Région	$\Delta t$	$\Delta x$
BRAUN et al. [1993]	HBV3	G	DJ	coeff.G	Langtang	J	-
KONZ et al. [2007]	TAC	D	DJ	coeff.G	Langtang	J	200x200 m
IMMERZEEL et al. [2012b]	-	D	DJ	coeff.G	Langtang	J	90x90 m
RAGETTLI et al. [2015]	TOPKAPI	D	DJ	coeff.D	Langtang	1 h	100x100 m
FUJITA & SAKAI [2014]	-	SD	BE	Th	Tsho Rolpa	J	UH
NEPAL et al. [2014]	J2000	SD	DJ	coeff.G	Dudh Koshi	J	UH
SAVÉAN [2014]	HDSM	D	DJ	-	Dudh Koshi	J	2x2 km
BHARATI et al. [2014]	SWAT	SD	DJ	-	Koshi	J	UH
LUTZ et al. [2014]	SPHY	D	DJ	coeff.G	Himalaya	J	1x1 km
ANDERMANN et al. [2012]	GR2M	G	DJ	-	Himalaya	M	-

Tableau I.2 – Caractéristiques de modèles glacio-hydrologiques appliqués dans des bassins englacés de l’Himalaya népalais. Discrétisation : G globale, SD semi-distribuée, D distribuée. Fonte : BE bilan d’énergie, DJ degré-jour. Débris (impact des débris sur la fonte des glaciers couverts) : coeff.G coefficient de fonte global, coeff.D coefficient de fonte distribué, Th transfert thermique dans la couche de débris.  $\Delta t$  et  $\Delta x$  désignent les résolutions temporelles et spatiales des simulations : M mensuelle, J journalière, UH unité hydrologique.

### La discrétisation spatiale

Il existe trois types de discrétisation des processus dans les modèles : la discrétisation globale, semi-distribuée et distribuée. La discrétisation représente l’échelle spatiale à laquelle sont considérés les processus. Dans les modèles globaux, le bassin versant est représenté comme une seule unité spatiale. Les modèles semi-distribués découpent le bassin versant en bandes d’altitudes ou alors en plusieurs unités spatiales qui auront une réponse hydrologique homogène. Les modèles distribués discrétisent le bassin selon un maillage régulier et calculent les processus pour chaque cellule du maillage. Plus le modèle tend vers une discrétisation distribuée, mieux il pourra tenir compte de l’hétérogénéité des forçages et des processus à l’intérieur du bassin.

#### *1.3.2.1. Représentation des processus cryosphériques dans les modèles hydrologiques*

La Figure I.25 classe différents modèles glacio-hydrologique selon le degré de complexité de la représentation des processus dans le modèle. Cette figure montre une répartition différente des modèles selon la représentation des processus hydrologiques ou bien des processus cryosphériques. Cela signifie qu’un modèle possédant une représentation très détaillée des processus hydrologiques, ne possède pas forcément le même degré de complexité en ce qui concerne la représentation de processus cryosphériques (ex. DHSVM-GDM, TOPKAPI et SPHY). Un enjeu de la modélisation glacio-hydrologique est d’améliorer la représentation des processus liés à la neige et aux glaciers dans les modèles hydrologiques.

Les paragraphes suivants présentent les différentes méthodes de calcul de la fonte et de prise en compte des glaciers couverts dans les modèles hydrologiques.

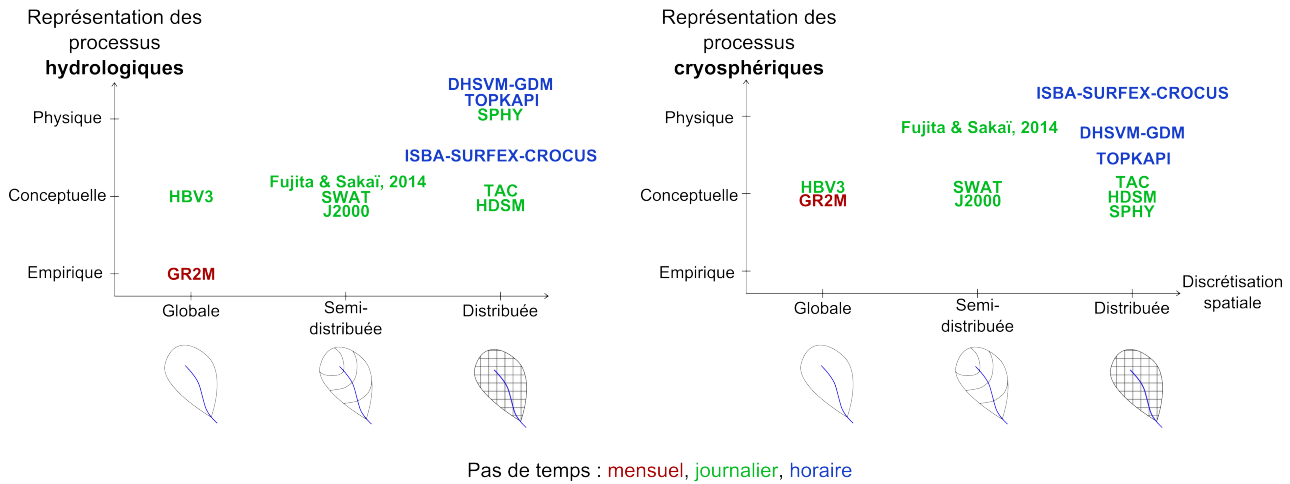


FIGURE I.25 – Classification d’une sélection de modèles glacio-hydrologique selon le degré de complexité de la représentation des processus hydrologiques (à gauche) et des processus cryosphériques (à droite). Le degré de complexité est défini selon trois axes : le formalisme du modèle (en ordonnée), la discrétisation spatiale (en abscisse) et la discrétisation temporelle (couleur).

### Fontes glaciaire et nivales

Pour la représentation de la fonte du couvert neigeux et des glaciers, les deux approches adoptées dans les modèles glacio-hydrologiques sont :

- les modèles de bilan d’énergie. Ces modèles ont un formalisme physique et calculent les termes du bilan d’énergie selon les équations présentées dans la section I.3.1.3.d. Les modèles de bilan d’énergie sont peu utilisés dans les modèles hydrologiques (cf Table I.2) car ils nécessitent de nombreuses variables météorologiques en entrée (température, précipitations, vent, humidité, rayonnements courte et grande longueur d’onde).
- les modèles degré-jour qui représentent les processus de fonte de manière conceptuelle. La fonte de neige et de glace est calculée directement à partir de la température de l’air selon l’équation :

$$Fonte = c_{neige/glace} * (T_{air} - T_{lim}) \tag{I.6}$$

où *Fonte* est la lame d’eau de neige ou de glace fondue (mm),  $T_{air}$  est la température de l’air (°C),  $T_{lim}$  est la température seuil de la fonte (°C) et  $c_{neige/glace}$  le coefficient de fonte (mm/°C/Δt) qui est à calibrer pour la neige et pour la glace. Certains modèles ajoutent un terme pour représenter l’impact du rayonnement solaire direct sur la fonte. Les modèles degré-jour sont plus simples à mettre en œuvre que les modèles de bilan d’énergie car ils nécessitent moins de variables météorologiques en entrée (la température et les précipitations suffisent) et moins de paramètres physiques pour décrire la glace et la neige. En revanche le coefficient de fonte dépend de la localisation du bassin versant et doit être calibré à l’aide de données d’enneigement et de bilan de masse glaciaire. Pour que le modèle fonctionne correctement il faut donc avoir des données fiables pour la calibration. Une autre limite des modèles de type degré-jour est que les coefficients de fonte de neige et de glace sont considérés comme constants pendant toute la période de simulation ce qui ajoute une incertitude aux simulations à long terme de scénarios de changement climatique.

### Glaciers couverts

Les modèles glacio-hydrologiques représentent l'effet isolant des débris sur la fonte de glace de deux manières :

- en appliquant un coefficient réducteur sur la fonte de glace calculée. Ce coefficient peut être appliquée de façon globale sur l'ensemble des glaciers couverts, il doit dans ce cas être calibré grâce à des données de débit et/ou de bilans de masse glaciaires. Le coefficient de fonte peut aussi être appliqué de manière distribuée en utilisant relation entre la fonte de glace et épaisseur des débris (courbe d'Østrem). Cette méthode permet de mieux prendre en compte la distribution spatiale des débris mais nécessite des données spatialisées d'épaisseur des débris en entrée du modèle.
- en intégrant le calcul du transfert thermique dans la couche de débris dans l'équation du bilan d'énergie. L'implémentation de la couche de débris dans le calcul du bilan d'énergie a déjà été réalisées dans plusieurs modèles glaciologiques en 1 dimension (modèles verticaux) [e.g., REID & BROCK, 2010 ; LEJEUNE et al., 2013] mais a peu été réalisée dans des modèles hydrologiques distribués.

### **I.3.3. Estimation des contributions aux écoulements en Himalaya**

Plusieurs études hydrologiques ont déjà été réalisées dans des bassins versants himalayens pour estimer les parts des différentes contributions (notamment la contribution glaciaire) aux débits. Le Tableau I.3 compare les résultats de ces études dans deux bassins versants de l'Himalaya népalais. Ce tableau montre que les études donnent des estimations très variables pour les différentes contributions : la composante glaciaire varie de 4 % [ANDERMANN et al., 2012] à 29 % [SAVÉAN, 2014] dans le bassin de la Dudh Koshi, et de 9 % (glace et neige) [BRAUN et al., 1993] à 60 % KONZ et al. [2007] dans le bassin du Langtang. De la même manière les résultats pour les composantes nivales et pluviales montrent des différences importantes entre les études.

Les différences entre les études montrent que les régimes hydrologiques des bassins de moyenne et haute montagne en Himalaya sont encore incertains et que les méthodes utilisées pour estimer l'origine des écoulements présentent de larges incertitudes.

Une première explication des différences de résultats entre les études repose sur la définition des contributions aux écoulements [RADIĆ & HOCK, 2014]. En effet, avant de pouvoir quantifier la part des écoulements issus des glaciers, il faut se poser la question suivante : qu'est-ce que la contribution glaciaire aux écoulements ? Cette question ne possède pas de réponse unique, selon les études la contribution glaciaire est définie comme :

- la fonte totale produite par le glacier, c'est-à-dire la fonte de la glace et la fonte du manteau neigeux qui recouvre saisonnièrement la glace.
- la fonte de glace seule [ANDERMANN et al., 2012 ; RACOVITEANU et al., 2013 ; LUTZ et al., 2014 ; SAVÉAN, 2014 ; RAGETTLI et al., 2015]. Cette définition part du principe que le manteau neigeux est indépendant du glacier puisqu'en imaginant que l'on retire le glacier du bassin, la neige continuera à tomber et à fondre de la même façon.



Source	Contributions (%)			Période	
	glaciaire	nivale	pluviale	souterraine	
<b>Langtang</b> , 360 km <sup>2</sup> , englacé à 40 %					
BRAUN et al. [1993]	9		91	-	1985-1990
KONZ et al. [2007]	60	-	-	-	1987-1996
IMMERZEEL et al. [2012b]	47	7	29	17	2001-2006
RACOVITEANU et al. [2013]	58	-	-	-	1988-2006
LUTZ et al. [2014]	52	13	25	10	1998-2007
RAGETTLI et al. [2015]	26	40	34	-	2012-2013
<b>Dudh Koshi</b> , 3710 km <sup>2</sup> , englacé à 14 %					
ANDERMANN et al. [2012]	4	6	24	67	1987-2006
RACOVITEANU et al. [2013]	7	-	-	-	1988-2006
LUTZ et al. [2014]	20	5	65	11	1998-2007
NEPAL et al. [2014]	17	17	66	-	1985-1997
SAVÉAN [2014]	29	8	62	-	2001-2005

Tableau I.3 – Contributions annuelles moyennes aux écoulements estimées dans différentes études menées dans des bassins versants de l'Himalaya népalais. Les contributions issues de RACOVITEANU et al. [2013] sont estimées à partir d'analyses isotopiques, toutes les autres études estiment les contributions aux écoulements par modélisation.

- toute l'eau liquide s'écoulant du glacier [NEPAL et al., 2014]. Cette définition prend en compte la fonte de glace, la fonte de neige recouvrant la glace mais aussi la pluie qui ruissèle sur la surface du glacier.

Une autre difficulté dans la définition des contributions hydrologiques est de définir la part des écoulements retardés, aussi appelés écoulements indirects. Les écoulements retardés peuvent représenter la contribution souterraine mais dans les bassins englacés ces écoulements peuvent aussi représenter le dé-stockage d'eau liquide contenue dans les glaciers. Dans le tableau I.3 on peut voir que les différentes études ne prennent pas toutes en compte les contributions indirectes. Pour [LUTZ et al., 2014; SAVÉAN, 2014; RAGETTLI et al., 2015], les contributions glaciaires, nivales et pluviales expliquent la totalité de l'écoulement annuel alors que pour ANDERMANN et al. [2012] et IMMERZEEL et al. [2012b] ces trois composantes n'expliquent pas la totalité de l'écoulement et estiment la part des écoulements indirects (66 % pour ANDERMANN et al. [2012] dans la Dudh Koshi et 17 % pour IMMERZEEL et al. [2012b] dans le Langtang). Dans le premier cas les auteurs distinguent l'origine de l'eau selon les processus de production de ruissellement (fonte de glace, fonte de neige et ruissellement de la pluie) et ces contributions n'informent pas sur les éventuelles durées de stockage de l'eau liquide dans les sols ou les glaciers avant de contribuer aux débits de la rivière. Dans le second cas, ANDERMANN et al. [2012] et IMMERZEEL et al. [2012b] distinguent les écoulements directs (contribution rapide de la fonte et de la pluie) et indirects mais ne permettent pas de connaître l'origine des écoulements indirects (eau souterraine ou glaciaire ? percolation de la pluie ou de l'eau de fonte ?). Cela montre qu'il est possible d'interpréter le bilan hydrologique de différentes façons et que les résultats entre les différentes études ne sont pas forcément incompatibles. La question de la définition des contributions aux écoulements sera abordée plus en détails dans le Chapitre 3.

La définition des contributions hydrologiques n'est pas la seule explication à la différence entre les études, il faut également prendre en compte les différentes incertitudes liées à la modélisation hydrologique, c'est-à-dire les incertitudes dues au modèle (structure du modèle, degré de représentation des processus, résolution temporelle et spatiale des simulations) et les incertitudes dues aux données de forçage du modèle (i.e. cumuls et distribution spatiale des précipitations, caractérisation des surfaces englacées)

## I.4. Objectifs de la thèse

### I.4.1. Projet PRESINE

Cette thèse s'inscrit dans le cadre du projet PRESINE (Pressions sur les Ressources en Eau et en Sols dans l'Himalaya Népalais) financé par l'ANR (Agence Nationale de la Recherche). Ce projet constitue la suite du projet PAPRIKA (Réponse de la cryosphère aux pressions anthropiques dans l'Hindu-Kush-Himalaya) qui étudiait l'impact des aérosols absorbants (carbone suie) et du changement climatique sur l'évolution des glaciers et du couvert neigeux, puis l'impact sur la ressource en eau et enfin l'impact sur les sociétés à l'échelle régionale.

Les études menées dans le cadre du projet PAPRIKA ont montré que le recul des glaciers n'impacte actuellement pas directement l'accès à l'eau pour les populations de moyenne et haute montagne. Cependant, d'autres facteurs environnementaux (augmentation de la variabilité des précipitations de mousson et diminution du couvert neigeux) et socio-économiques (développement du tourisme) semblent avoir des conséquences plus importantes sur les modes de gestion de l'eau. De plus, les résultats des enquêtes menées par les géographes auprès des habitants de la région du Khumbu lors du projet PAPRIKA ont montré une incompatibilité entre les études climatiques, glaciologiques et hydrologiques menées à l'échelle régionale sur le bassin de la Dudh Koshi (3700 km<sup>2</sup>) et l'utilisation de la ressource en eau par les habitants à échelle locale dans les petits torrents de montagne.

Le projet PRESINE vise à poursuivre les recherches menées dans le projet PAPRIKA en cherchant à comprendre comment les sociétés himalayennes disposent des ressources en eau et s'adaptent aux changements environnementaux induits ou non par les activités humaines. Les objectifs du projet sont i) de mieux comprendre les rôles du changement climatique et du développement du tourisme sur l'accès à l'eau dans la région du Khumbu, ii) de confronter l'évolution des besoins et de la gestion de l'eau des habitants face à ces changements avec la disponibilité saisonnière en eau des torrents, iii) d'évaluer des modes d'adaptation pour la population locale.

Pour répondre à ces questions, le projet PRESINE se focalise sur l'échelle locale et s'intéresse particulièrement à 5 sous-bassins versants de la Dudh Koshi de tailles variables (de 5 à 1200 km<sup>2</sup>) et présentant des caractéristiques géographiques et économiques différentes (haute vs moyenne montagne, zone touristique vs hors zone touristique) afin d'adapter les études de la cryosphère et du régime hydrologique à l'échelle locale des besoins en eau.

Les recherches du projet PRESINE reposent sur l'inter-action entre trois groupes de travail :

- le groupe Sociétés, composé de chercheurs géographes, agronomes, historiens-paysagistes, pour comprendre les besoins et pressions en eau actuels,
- le groupe Quantification de la ressources en eau, composé d'hydrologues et pédologues, pour comprendre et estimer la disponibilité de la ressource en eau dans les bassins de moyenne et haute montagne,
- le groupe Cryosphère, composé de glaciologues et spécialistes en télé-détection, pour étudier le couvert neigeux et comprendre le fonctionnement et l'évolution des glaciers himalayens.

Un aspect novateur du projet PRESINE réside dans le fait que les problématiques scientifiques des groupes de travail sur l'étude de la cryosphère et de l'hydrologie ont été établies à partir des questionnements des sciences humaines et sociales. Cette démarche représente un renversement face à la démarche traditionnelle qui part des résultats climatiques et glaciologiques pour questionner l'impact sur les sociétés.

### **1.4.2. Questions scientifiques et objectifs de la thèse**

Cette thèse s'inscrit dans les travaux du groupe "Quantification de la ressource en eau" et s'attache à répondre aux questions suivantes :

**Quelles sont les processus à l'origine des écoulements dans un bassin englacé de la région de l'Everest ? En quelles proportions ces processus participent-ils aux écoulements et comment les contributions hydrologiques varient-elles saisonnièrement ?**

La compréhension du bilan hydrologique à échelle locale dans un bassin englacé de la région de l'Everest a pour objectif d'une part de faire le lien entre l'étude de la cryosphère et l'étude de la ressource en eau en cherchant à quantifier la contribution des glaciers aux écoulements et d'autre part de faire le lien avec les études en sciences humaines en répondant à la problématique du projet PRESINE sur la confrontation entre les usages à échelle locale et la disponibilité saisonnière de la ressource en eau.

On cherche à répondre à ces questions scientifiques par le biais de la modélisation hydrologique. Dans ce contexte, la thèse s'articule autour de deux axes :

**1) Appliquer un modèle glacio-hydrologique à échelle locale sur un bassin fortement englacé.**

Cet axe implique d'adapter le modèle choisi (DHSVM-GDM) au site d'étude. Dans cette étude il s'agit d'adapter la paramétrisation des surfaces englacées pour améliorer la représentation des processus cryosphériques dans le modèle. Cet axe implique aussi d'évaluer la capacité du modèle hydrologique à simuler l'ensemble des processus glacio-hydrologiques à différentes échelles temporelles (de l'échelle annuelle à l'échelle horaire) en se basant sur diverses données de validation (débits, bilan de masse de glaciers, données d'enneigement).

**2) Évaluer les incertitudes liées à l'estimation des composantes hydrologiques d'un bassin englacé par modélisation glacio-hydrologique.**

Les limites de la modélisation hydrologique dans les bassins englacés de haute montagne reposent sur le degré de représentation des processus cryosphériques dans les modèles hydrologiques et sur le

manque de données de forçage et de validation dans une région difficile d'accès avec une topographie complexe. Cette thèse a pour objectif d'analyser l'impact de ces limites sur la compréhension du bilan hydrologique en deux étapes :

- Évaluer l'incertitude liée au modèle en analysant l'impact de la représentation de certains processus cryosphériques dans le modèle DHSVM-GDM sur la simulation du bilan hydrologique,
- Évaluer l'incertitude liée aux données de précipitation en comparant différents jeux de données de précipitation disponibles dans la région himalayenne.

Cette étude s'intéresse à la période présente (2010 - 2015). On cherche ici à évaluer la performance et les limites de la modélisation glacio-hydrologique en climat actuel dans le but de mieux préparer les simulations de scénarios du climat futur.



---

# Données et modèle hydrologique

---

## Sommaire

---

II.1. Présentation générale de la zone d'étude.....	47
II.1.1. Caractéristiques du bassin versant . . . . .	47
II.1.2. Les glaciers . . . . .	47
II.1.3. Géologie et occupation des sols . . . . .	49
II.1.4. Climat et météorologie . . . . .	50
II.1.5. Hydrologie . . . . .	51
II.2. Présentation du modèle glacio-hydrologique DHSVM-GDM.....	53
II.2.1. Description générale du modèle . . . . .	53
II.2.2. Module météorologique . . . . .	54
II.2.2.1. Distribution spatiale des variables météorologiques . . . . .	54
II.2.2.2. Distinction des phases de précipitation . . . . .	56
II.2.3. Représentation des glaciers et du couvert neigeux . . . . .	56
II.2.3.1. Dynamique du couvert neigeux . . . . .	56
II.2.3.2. Décroissance de l'albédo de la neige . . . . .	57
II.2.3.3. Dynamique glaciaire . . . . .	58
II.2.4. Autres processus hydrologiques . . . . .	58
II.2.4.1. Evapotranspiration. . . . .	58
II.2.4.2. Infiltration dans le sol et percolation . . . . .	59
II.2.4.3. Routage hydrologique . . . . .	59

II.3. Données de forçage et de validation . . . . .	60
II.3.1. Données de description du bassin versant . . . . .	60
II.3.1.1. Topographie et réseau hydrographique . . . . .	60
II.3.1.2. Classes et profondeur des sols . . . . .	60
II.3.1.3. Types d'occupation des sols . . . . .	62
II.3.1.4. Contours et épaisseur des glaciers . . . . .	62
II.3.1.5. Cartes d'ombre . . . . .	63
II.3.2. Données météorologiques . . . . .	64
II.3.2.1. Présentation des différents jeux de données . . . . .	64
II.3.2.2. Reconstruction des données in situ . . . . .	69
II.3.2.3. Interpolation spatiale des données in situ . . . . .	73
II.3.2.4. Désagrégation horaire des données TRMM et CHIRPS . . . . .	73
II.3.2.5. Récapitulatif des jeux de données de forçage météorologique. . . . .	73
II.3.3. Données de validation . . . . .	74
II.3.3.1. Débits . . . . .	74
II.3.3.2. Couvert nival . . . . .	75
II.3.3.3. Bilan de masse des glaciers . . . . .	78
II.4. Configuration des simulations et critères d'évaluation . . . . .	79
II.5. Synthèse . . . . .	81

---



Parmi les cinq sous-bassins de la Dudh Koshi étudiés dans le projet PRESHINE, on s'intéresse au bassin de Pheriche. Historiquement peu peuplé du fait de sa haute altitude et des conditions peu propices à l'agriculture, le bassin de Pheriche connaît un fort développement du tourisme grâce au chemin de trek menant au camp de base de l'Everest. Ce bassin présente les caractéristiques idéales pour d'une part faire le lien entre l'étude de la cryosphère et l'étude de la ressource en eau et d'autre part répondre aux problématiques du projet PRESHINE sur la confrontation entre les usages à échelle locale et la disponibilité de la ressource en eau. Une mission sur le terrain a été réalisée en mars 2015 pour découvrir le site d'étude, collecter les données des stations hydro-météorologiques et réaliser des mesures de débits. Le détail des activités réalisées lors de cette mission est présenté en Annexe A.

Ce chapitre présente les caractéristiques générales du bassin de Pheriche ainsi qu'une description détaillée du modèle DHSVM-GDM et des données utilisées pour la modélisation glacio-hydrologique.

## II.1. Présentation générale de la zone d'étude

### II.1.1. Caractéristiques du bassin versant

Le site d'étude de cette thèse est la région du Khumbu située dans le SNP (Sagarmatha National Park) dans l'Est du Népal. Le bassin versant étudié est le bassin de Pheriche situé dans la partie amont du bassin de la Dudh Koshi. Il se situe dans la commune de Khumjung qui regroupe 1912 habitants<sup>1</sup>(Figure II.1).

Le bassin de Pheriche est un bassin de haute altitude avec une topographie complexe puisqu'il recouvre une surface de 146 km<sup>2</sup> et que sa gamme d'altitude s'étend de 4260 m (village de Pheriche) jusqu'au sommet de l'Everest à 8848 m. La Figure II.2b montre que 80 % de la surface du bassin se situe au-dessus de 5000 m d'altitude.

Le bassin alimente la rivière Khumbu Khola qui est un affluent de la Dudh Koshi. L'exutoire du bassin (27.89° N, 86.82° E) se situe juste en aval du village de Pheriche et en amont de la confluence avec la rivière Imja Khola.

### II.1.2. Les glaciers

D'après l'inventaire de RACOVITEANU et al. [2013], les glaciers recouvrent 63 km<sup>2</sup> soit 43 % de la surface du bassin (Figure II.2). Les glaciers couverts de débris représentent 30 % de la surface englacée totale (19 km<sup>2</sup>). La Figure II.2 montre que les glaciers couverts sont situés à basse altitude entre 4500 et 5700 m d'altitude alors que l'altitude des glaciers blancs peut aller jusqu'à 8000 m.

Les deux principaux glaciers sur le bassin de Pheriche sont les glaciers du Khumbu et du Changri qui ont une superficie de 37.2 et 17.5 km<sup>2</sup> et sont couverts de débris sur respectivement 37 % et 24 % de leur superficie totale [THAKURI et al., 2014]. THAKURI et al. [2014] ont montré que ces deux

1. Recensement réalisé dans le district du Solokhumbu en 2011

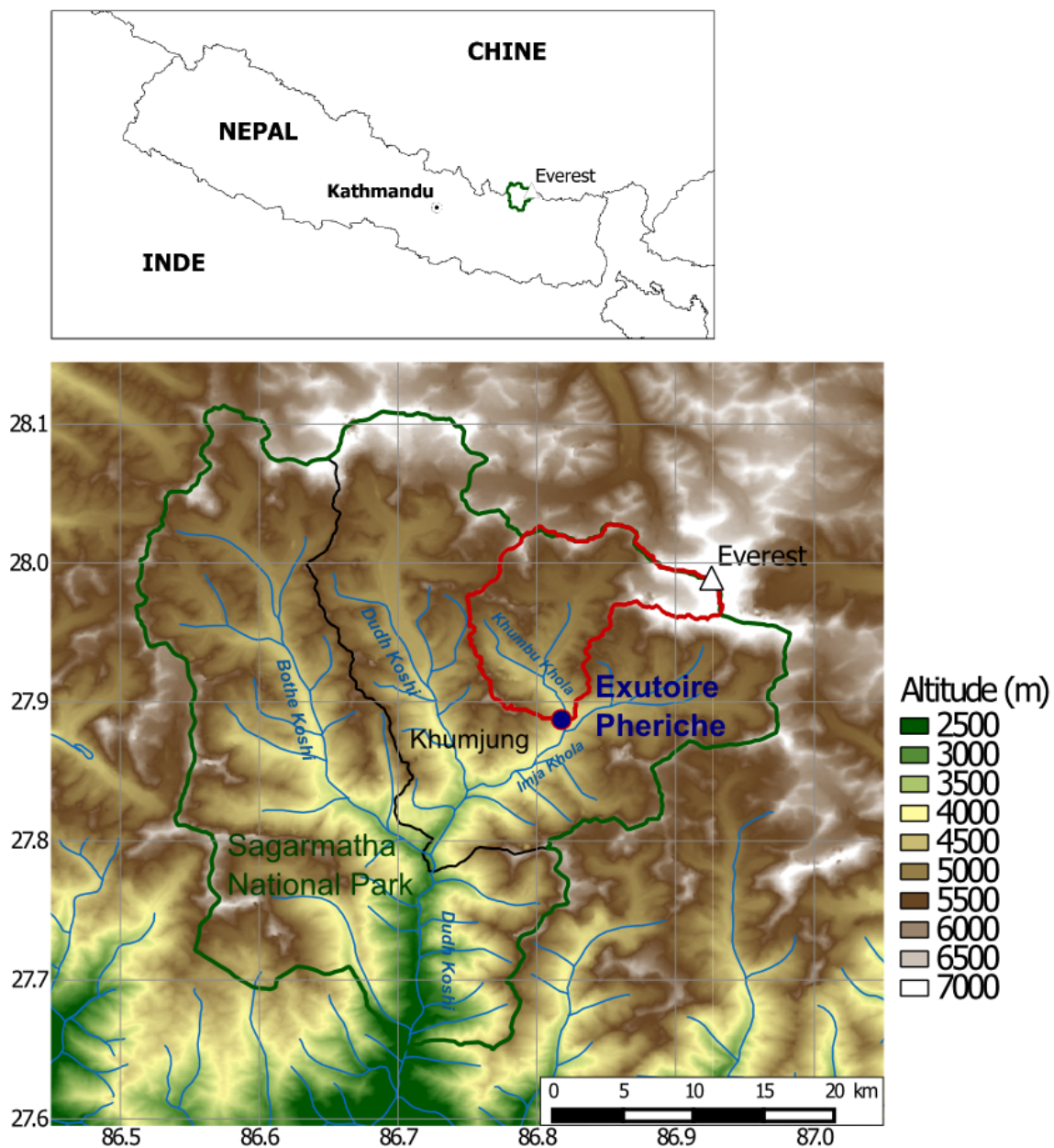


FIGURE II.1 – Bassin de Pheriche (rouge) avec délimitation du Parc National de Sagarmatha (vert) et de la commune de Khumjung (noir). La topographie est issue de ASTER dégradé à une résolution de 100 m. Dans le cadre du haut sont indiqués les localisations du parc de Sagarmatha et du Mont Everest au Népal.

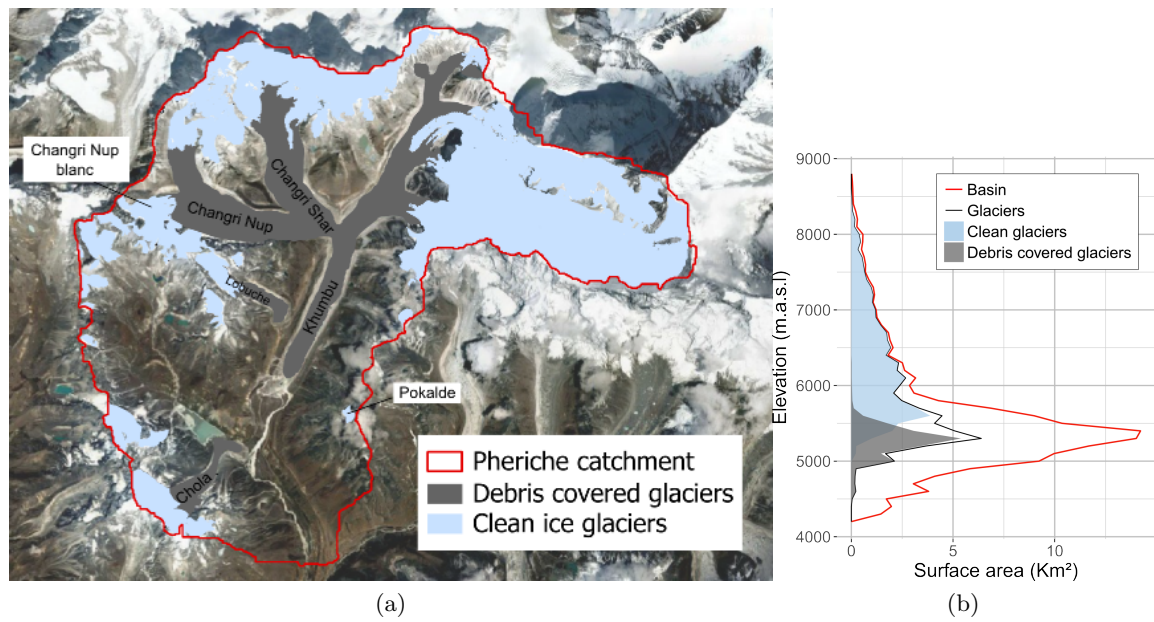


FIGURE II.2 – a) Carte des glaciers sur le bassin de Pheriche b) Hypsométrie du bassin et des zones englacées.

glaciers ont perdus très peu de leur superficie entre 1962 et 2011, cependant l'altitude de la ligne de neige a augmenté de 320 m pour le Khumbu et 230 m pour le Changri et leur surface couverte de débris a également considérablement augmenté.

Dans le bassin de Pheriche, deux glaciers non couverts de débris font l'objet d'un suivi régulier par mesures locales, il s'agit du Changri Nup blanc et du Pokalde (cf figure II.2a). Le glacier du Changri Nup blanc a une superficie de 0.92 km<sup>2</sup> et est situé entre 5330 et 5690 m d'altitude. Des mesures sont réalisées sur ce glacier depuis octobre 2010. Le glacier du Pokalde est un petit glacier orienté nord-ouest, situé entre 5430 et 5690 m d'altitude et possède une surface d'environ 0.1 km<sup>2</sup> [SHERPA et al., 2017].

Les glaciers de la région de l'Everest sont principalement alimentés par les précipitations de mousson entre les mois de juin et septembre, et partiellement alimentés par les avalanches [SHERPA et al., 2017]. La saison de mousson caractérisée par d'importantes précipitations et des températures plus élevées (cf section II.1.4) représente à la fois la saison avec la plus forte accumulation et la plus forte ablation sur les glaciers [WAGNON et al., 2013].

### II.1.3. Géologie et occupation des sols

Les principaux types de sols rencontrés dans le bassin sont les lithosols et les regosols (cf carte des sols section II.3.1). Le lithosol est le type de sol le plus présent dans le bassin (82 % de la surface). D'après la classification des sols de la FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) il s'agit d'un sol rocheux caractéristique des régions montagneuses et escarpées. Ce sol très peu profond et pauvre en nutriments permet uniquement l'existence d'une végétation éparse ou de pâturages. Le regosol est un sol sableux et riche en graviers qui se trouve généralement en région de montagne ou de climat aride. Ce sol est plus profond que le lithosol et permet une culture des terres limitée.



FIGURE II.3 – Bassin de Pheriche : a) Partie aval du bassin (village de Pheriche et rivière Khumbu Khola) b) Partie amont du bassin (glacier du Khumbu en premier plan et monts Pumori, Kalapathar et Changtse en arrière plan)

Le bassin de Pheriche possède peu de surface recouverte par la végétation. La végétation est composée essentiellement de prairie ou de pâturages situés dans la partie aval du bassin à une altitude inférieure à 5000 m. Au-delà de 5000 m, la température et l'altitude ne permettent plus l'installation de la végétation et le bassin est essentiellement couvert de roches nues et de glaciers (Figure II.3).

#### II.1.4. Climat et météorologie

Le climat du bassin de Pheriche se divise en deux saisons principales, l'hiver de décembre à mars et la mousson de juin à septembre et deux saisons transitoires, la pré-mousson d'avril à mai et la saison post-mousson d'octobre à novembre. L'hiver est une saison froide est plutôt sèche, le bassin reçoit des précipitations sous forme de neige provenant des perturbations de l'ouest. La saison de mousson se caractérise par le flux d'humidité du sud venant de la baie du Bengale et remontant au nord vers la chaîne himalayenne. Lorsque le flux de mousson rencontre la chaîne Himalayenne, les précipitations de mousson s'intensifient avec l'altitude jusqu'à environ 2500 m. Au-delà de cette altitude seuil, le flux de mousson s'assèche et les précipitations diminuent. Les précipitations de mousson représentent environ 80 % du cumul annuel de précipitation [WAGNON et al., 2013 ; SALERNO et al., 2015]. Pendant cette saison les précipitations tombent sous forme liquide jusqu'à plus de 5000 m et ont un cycle diurne fortement marqué avec un maximum de précipitations en soirée autour de minuit [NORRIS et al., 2016 ; KARKI et al., 2017]. La pré-mousson est la saison de transition entre l'hiver et la mousson. L'humidité, les précipitations et les températures augmentent progressivement d'avril à mai. La saison post-mousson est généralement la plus sèche de l'année. Cette saison est similaire à la saison d'hiver avec des températures plus élevées. La Figure II.4 montre les moyennes mensuelles des températures et précipitations mesurées à Pheriche.

Les années 2013 et 2014 ont été marquées par le passage des typhons Phailin et Hudhud les 13 octobre 2013 et 15 octobre 2014 qui se sont traduits par d'intenses épisodes neigeux sur la région du Khumbu. La Figure II.5 montre les quantités de précipitation et la hauteur de neige mesurées dans le bassin de Pheriche lors de ces événements. Ces typhons ont une probabilité plus importante de se



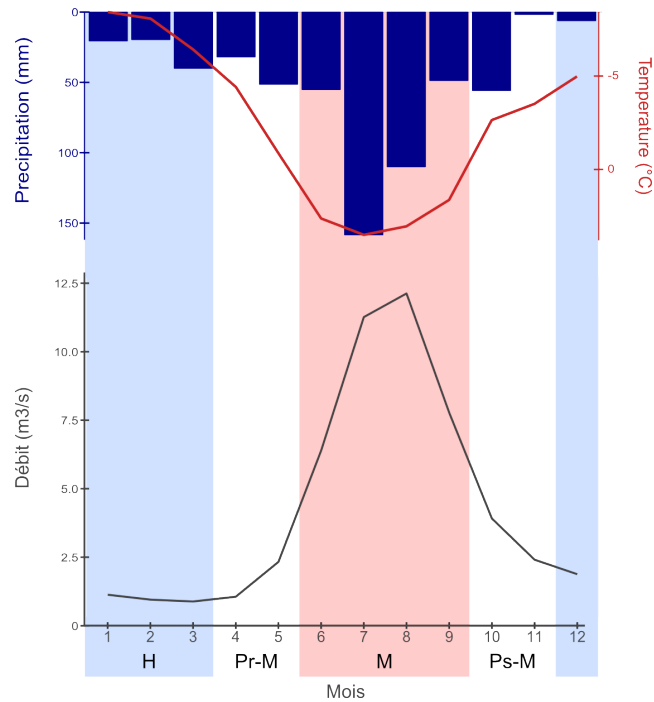


FIGURE II.4 – Températures, précipitations et débits mensuels moyens mesurés à la station de Pheriche sur la période octobre 2010 à novembre 2015 pour les températures et les débits et décembre 2012 à novembre 2015 pour les précipitations. Les bandes de couleurs représentent les différentes saisons : la mousson en rouge (M), l’hiver en bleu (H) et les saisons de pré-mousson (Pr-M) et post-mousson (Ps-M) en blanc.

produire pendant la période post-mousson mais restent des événements exceptionnels (les précédents événements similaires ont eu lieu en novembre 1995 et octobre 1999 [SHERPA et al., 2017]).

### II.1.5. Hydrologie

Les débits de la rivière du Khumbu à Pheriche suivent le régime des précipitations et de la fonte nivale et glaciaire (Figure II.4) avec des débits élevés pendant la période de mousson et des débits faibles en hiver. L’année hydrologique commence en avril et se termine en mars et les débits mensuels moyens varient de  $0.9 \text{ m}^3/\text{s}$  en mars à  $12 \text{ m}^3/\text{s}$  en août. Pendant la mousson, les débits de crue peuvent atteindre jusqu’à  $22 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Le cycle diurne des débits est très différent selon la saison (Figure II.6). En hiver on observe un pic de débit en fin de matinée qui peut être lié à la fonte de neige ou au dégel de petits ruisseaux. En dehors des heures d’ensoleillement, les débits à Pheriche sont constants et non nuls ce qui laisse suggérer que la rivière du Khumbu est alimentée en hiver par un débit de base provenant du déstockage des sols ou d’eau stockée dans les glaciers. Pendant la saison de mousson, les débits atteignent un pic autour de minuit et sont plus faibles en début d’après-midi. Ce cycle diurne des débits de mousson montre un temps de transfert de la fonte glaciaire relativement long. Il peut aussi être relié aux précipitations qui se produisent généralement en soirée pendant cette saison.

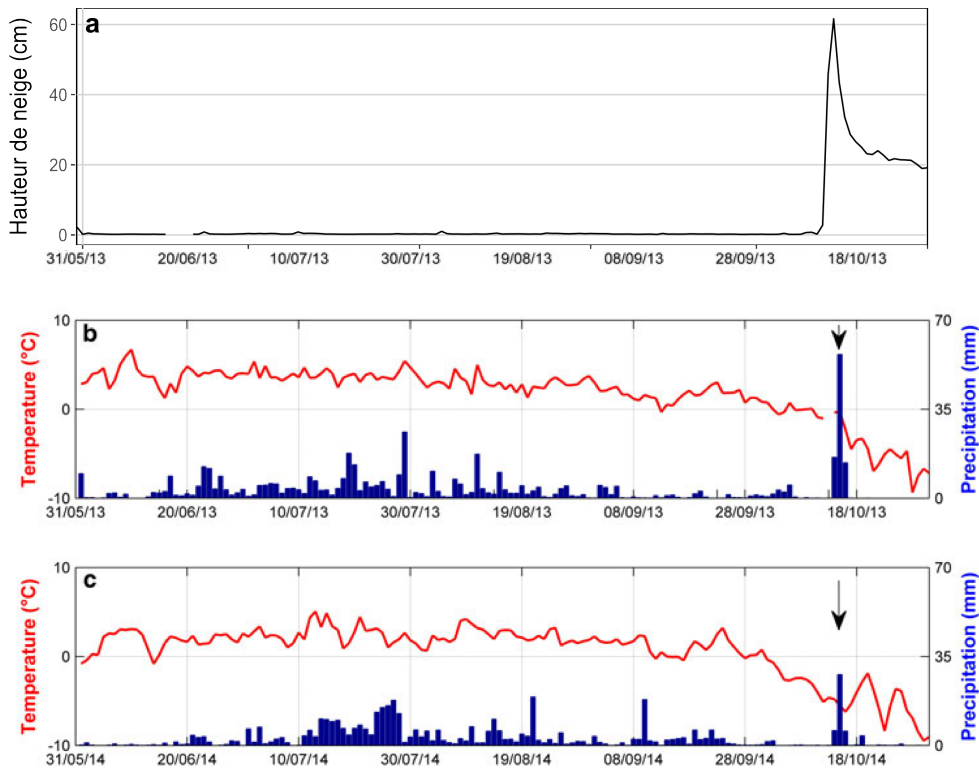


FIGURE II.5 – Mesures météorologiques montrant le passage des typhons Phailin et Hudhud les 13 octobre 2013 et 15 octobre 2014. a) Hauteur de neige journalière à la Pyramide (5035 m) en 2013 b) et c) Températures journalières à la station du Changri Nup (3560 m) et précipitations journalières à la Pyramide en 2013 et 2014 (source SHERPA et al. [2017]).

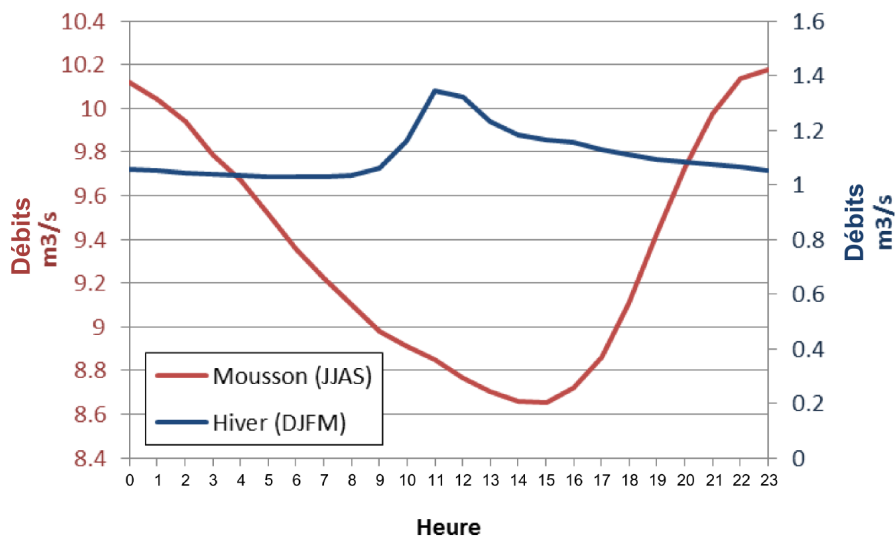


FIGURE II.6 – Cycle diurne des débits à Pheriche pour la mousson et l’hiver sur la période octobre 2010 à novembre 2015 (heures locales).

## II.2. Présentation du modèle glacio-hydrologique DHSVM-GDM

### II.2.1. Description générale du modèle

DHSVM-GDM (Distributed Hydrology Soil Vegetation Model - Glacier Dynamics Model) est un modèle glacio-hydrologique distribué à base physique qui calcule les échanges d'eau verticaux entre l'atmosphère et le sol ainsi que les transferts d'eau jusqu'à l'exutoire du bassin. DHSVM-GDM est une extension du modèle DHSVM développé par WIGMOSTA et al. [1994]. DHSVM simule à la fois la distribution spatiale des différents processus hydrologiques (évaporation, humidité du sol, couvert neigeux, ruissellement) sur le bassin versant et les débits de rivière à un pas de temps infra-journalier. DHSVM-GDM représente les processus nivo-glaciaires avec un modèle de bilan d'énergie. Ce modèle a été développé pour des applications sur des bassins versants de montagne avec un régime hydrologique pluvio-nival [WHITAKER et al., 2003 ; STORCK, 2000]. NAZ et al. [2014] ont implémenté le modèle GDM pour affiner la représentation simplifiée des glaciers dans DHSVM et simuler l'évolution des glaciers sur plusieurs années. Le fonctionnement global du modèle est présenté en Figure II.7.

Le choix d'un modèle hydrologique à base physique a été fait dans le but de limiter les étapes de calibration. En effet, le modèle de fonte de neige et de glace par bilan d'énergie de DHSVM-GDM ne repose que sur quelques paramètres seulement (albédo de la glace et albédo maximal de la neige) qui peuvent être déterminés à partir de données observées et ne nécessite donc pas de calibration contrairement à un modèle de type degré-jour. Dans un contexte de manque de données de forçage et de validation, un modèle à base physique tel que DHSVM-GDM permet de mieux différencier les incertitudes liées au modèle des incertitudes liées au forçage et d'avoir ainsi une meilleure compréhension du rôle de chaque processus hydro-glacio-météorologique dans le bilan hydrologique du bassin de Pheriche.

DHSVM-GDM utilise les données météorologiques suivantes en entrée pour des pas de temps inférieurs à 24 h :

- température de l'air ( $^{\circ}C$ ),
- vitesse du vent ( $m/s$ ),
- humidité relative (%),
- rayonnement incident courte longueur d'onde ( $W/m^2$ ),
- rayonnement incident grande longueur d'onde ( $W/m^2$ ),
- précipitations ( $m$ ).

Pour la description du bassin versant le modèle nécessite également les données suivantes :

- topographie : MNT (Modèle Numérique de Terrain (DEM Digital Elevation Model)), délimitation du bassin et réseau de drainage,
- classes de sols,
- épaisseur des sols,
- classes de végétations,



- extension glaciaire,
- épaisseur de glace.

Le bassin est découpé à la résolution du MNT et chaque maille est décomposée en plusieurs couches verticales. Les deux premières couches représentent respectivement la canopée et la végétation au sol. Elles servent à calculer l'interception des précipitations par la végétation. Le sol est divisé en 1 à 3 couches pour le calcul de l'évapotranspiration et au calcul des écoulements de subsurface. La couche la plus profonde représente la nappe phréatique. En cas de chute de neige, le manteau neigeux est représenté par 2 couches (une couche de surface et une couche de manteau de neige interne) situées à la surface du sol. Enfin, les glaciers sont représentés par une couche unique intercalée entre le sol et la neige.

A chaque pas de temps le modèle résout les équations de bilan d'énergie et de bilan de masse pour chaque maille et dans chaque couche de neige, glace, végétation et sol puis calcule les écoulements de surface, subsurface et souterrains ainsi que les débits dans chaque bras de rivière du réseau de drainage. Le module GDM calcule le bilan de masse glaciaire et l'écoulement des glaciers au pas de temps mensuel.

## II.2.2. Module météorologique

### II.2.2.1. Distribution spatiale des variables météorologiques

DHSVM-GDM propose plusieurs options pour le format des données météorologiques d'entrée. Il est possible de fournir des données météorologiques spatialisées. Dans ce cas la résolution spatiale des données météorologique ne doit pas forcément être celle du MNT mais les données doivent être fournies au pas de temps de simulation.

Dans le cas où les variables météorologiques spatialisées ne sont pas disponibles, il est possible de fournir les données provenant d'une ou plusieurs stations météorologiques et l'interpolation des variables est réalisée sur le bassin à la résolution du MNT. Les trois méthodes d'interpolation spatiales proposées par le modèle sont l'interpolation par plus proche voisin, l'interpolation par inverse distance et l'interpolation par méthode Cressmann. Afin de prendre en compte l'effet de la topographie il est possible de fournir des gradients altitudinaux de température ( $^{\circ}C/m$ ) et de précipitation ( $m/m$ ) constants ou variables à chaque pas de temps. Dans ce cas, avant de faire l'interpolation des stations, la température et la précipitation de chaque station sont ramenées à l'altitude de la maille à interpoler selon les deux formules suivantes :

$$\begin{aligned} T_{z_{pix}} &= T_{station} + gradT(z_{pix} - z_{station}) \\ P_{z_{pix}} &= P_{station}(1 + gradP(z_{pix} - z_{station})) \end{aligned} \tag{II.1}$$

où  $T_{station}$  et  $P_{station}$  sont la température (en  $^{\circ}C$ ) et la précipitation (en  $m$ ) à la station météorologique,  $T_{z_{pix}}$  et  $P_{z_{pix}}$  la température et la précipitation de la station ramenées à l'altitude de la maille à interpoler,  $z_{station}$  l'altitude de la station (en  $m$ ),  $z_{pix}$  l'altitude de la maille à interpoler (en  $m$ ) et  $gradT$  et  $gradP$  les gradients de température ( $^{\circ}C/m$ ) et de précipitation ( $m/m$ ) fournis en entrée du modèle.

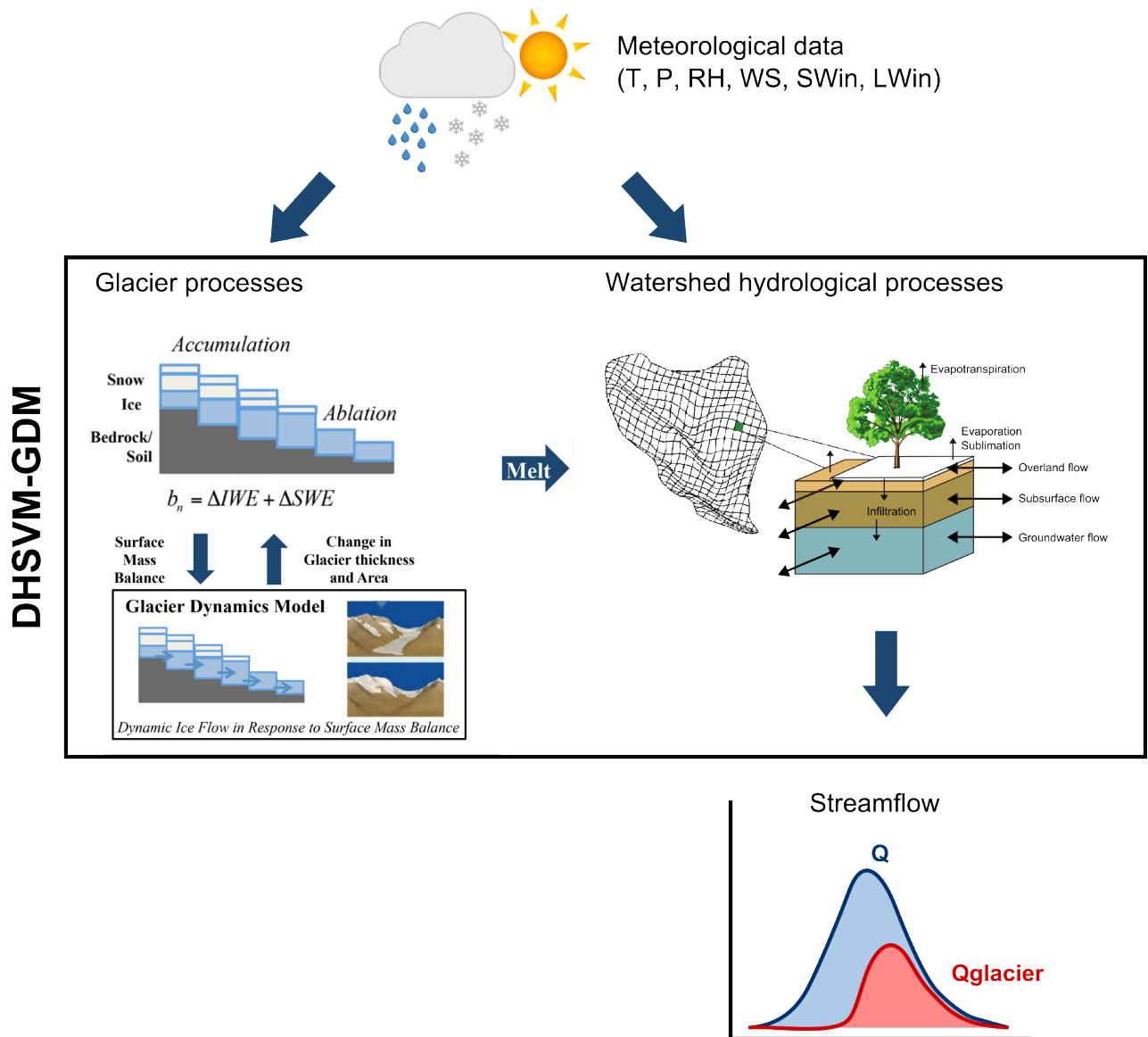


FIGURE II.7 – Schéma de fonctionnement global du modèle glacio-hydrologique DHSVM-GDM (inspiré de NAZ et al. [2014])

Une troisième possibilité consiste à utiliser en entrée du modèle des données spatialisées de précipitation ou de vent et d'utiliser le module d'interpolation des stations pour les autres variables météorologiques. La résolution spatiale des données de précipitation et vent peut être différente de celle du MNT. Cette option permet d'utiliser facilement des données de précipitation issues de mesures radar ou satellite combinées à des mesures in situ pour les autres variables.

### II.2.2.2. Distinction des phases de précipitation

Les précipitations sont séparées en phases liquides et solides selon l'algorithme suivant :

$$\begin{aligned}
 P_s &= P & \text{si } T \leq T_{min} \\
 P_s &= \frac{T_{max}-T}{T_{max}-T_{min}} P & \text{si } T_{min} < T < T_{max} \\
 P_s &= 0 & \text{si } T \geq T_{max} \\
 P_r &= P - P_s
 \end{aligned} \tag{II.2}$$

Avec  $P$  la précipitation totale,  $P_s$  la précipitation solide et  $P_r$  la précipitation liquide.  $T_{min}$  est le seuil de température en-dessous duquel toute la précipitation tombe sous forme solide et  $T_{max}$  est le seuil de température au-dessus duquel toute la précipitation tombe sous forme liquide. Lorsque la température est comprise entre  $T_{min}$  et  $T_{max}$  la précipitation est constituée d'un mélange de précipitations solides et liquides.  $T_{min}$  et  $T_{max}$  sont des paramètres à fournir en entrée du modèle.

## II.2.3. Représentation des glaciers et du couvert neigeux

### II.2.3.1. Dynamique du couvert neigeux

DHSVM-GDM utilise un modèle de bilan d'énergie et de bilan de masse pour simuler l'accumulation et la fonte de neige. Ce modèle est décrit par ANDREADIS et al. [2009] et les processus liés à la dynamique du manteau neigeux sont schématisés dans la Figure II.8. Le manteau neigeux reçoit à la fois les précipitations sous formes solides et liquides. En cas de présence de végétation haute, une partie des précipitations peut être tout d'abord interceptée par la canopée. Le manteau neigeux reçoit alors la précipitation qui n'a pas été interceptée ainsi que l'égouttement causé par la fonte de la neige interceptée. Une partie de la neige interceptée par la végétation sera perdue par sublimation. Le manteau neigeux est représenté par une couche de surface d'épaisseur maximale 10 cm w.eq et d'une couche interne d'épaisseur non limitée. L'échange d'énergie entre l'atmosphère, la canopée et le manteau neigeux n'est calculé que pour la couche de surface (l'échange d'énergie à l'intérieur du manteau et avec la surface du sol est négligé). Le modèle calcule à chaque pas de temps les 4 termes du bilan d'énergie suivants : le flux radiatif, le flux de chaleur sensible, le flux de chaleur latente et le flux d'énergie donné au manteau neigeux par la précipitation.

Le modèle calcule en premier la quantité de neige sublimée puis détermine la quantité de fonte ou d'eau regelée à partir du bilan d'énergie. Si la somme des termes du bilan d'énergie est positive alors l'énergie reçue par le manteau neigeux sert à augmenter la température ou à produire de l'eau de fonte stockée dans le manteau neigeux. Si la somme est négative alors l'eau liquide éventuellement présente peut regeler ou la température du manteau neigeux diminue.

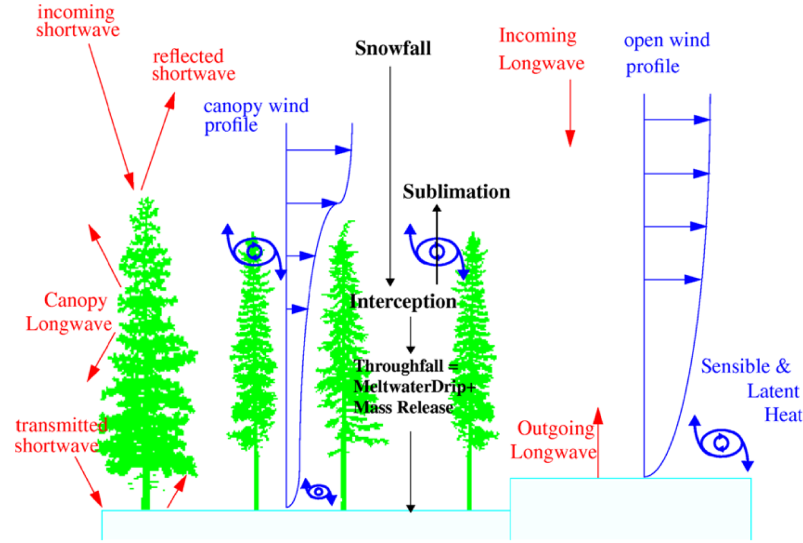


FIGURE II.8 – Schéma de fonctionnement du modèle de bilan d'énergie pour le manteau neigeux dans DHSVM [WIGMOSTA et al., 1994]

Lorsque la quantité d'eau liquide contenue dans le manteau neigeux excède la capacité maximale de rétention d'eau liquide, le surplus est directement transféré à la surface du sol. Cette lame d'eau liquide produite par le manteau neigeux peut ensuite soit s'infiltrer dans le sol, ou ruisseler. Le routage de l'eau de fonte à l'intérieur du manteau neigeux n'est pas pris en compte.

NAZ et al. [2014] ont ajouté un calcul de densification de la neige par compaction liée au poids du manteau neigeux et par métamorphisme lié à l'âge de la neige en utilisant la méthode de ANDERSON [1976]. Le calcul de la densité de la neige permet ensuite de convertir la quantité de neige exprimée en équivalent d'eau liquide en hauteur de neige effective.

### II.2.3.2. Décroissance de l'albédo de la neige

La neige fraîche possède un albédo élevé (autour de 0.8) et réfléchit une grande partie du rayonnement solaire incident. Au cours du vieillissement de la neige, l'albédo diminue et la neige absorbe plus de rayonnement.

Dans le modèle DHSVM-GDM l'albédo de la neige diminue avec le temps selon l'équation II.3 proposée par LARAMIE & SCHAAKE [1972]. Cette fonction présente deux vitesses de décroissance de l'albédo différentes : une décroissance rapide en condition de fonte (température de la neige égale à 0 °C) et une décroissance plus lente en condition d'accumulation (température de la neige négative).

$$\begin{aligned} \alpha &= \alpha_{max} (\lambda_m)^{N^{0.46}} & \text{si } T_{surf} = 0 & \text{ (fonte)} \\ \alpha &= \alpha_{max} (\lambda_a)^{N^{0.58}} & \text{si } T_{surf} < 0 & \text{ (accumulation)} \end{aligned} \quad (\text{II.3})$$

Avec  $\alpha$  l'albédo de la neige,  $\alpha_{max}$  l'albédo de la neige fraîche (paramètre à calibrer),  $\lambda_a$  et  $\lambda_m$  respectivement égaux à 0.92 et 0.70,  $N$  le nombre de jours depuis la dernière chute de neige et  $T_{surf}$  la température de surface de la neige (°C).

### II.2.3.3. Dynamique glaciaire

Dans la version originale du modèle DHSVM les glaciers n'étaient pas spécifiquement représentés. Il était cependant possible de représenter les glaciers par un stock de neige infini. Pour représenter l'épaisseur de glace NAZ et al. [2014] ont implémenté une couche de glace en-dessous des deux couches de neige. Les processus d'accumulation et d'ablation des glaciers sont représentés dans la Figure II.9.

Lorsque la totalité du manteau neigeux a fondu et que la glace est exposée, la glace fond en surface et l'épaisseur du glacier diminue. La quantité de fonte de glace est calculée au pas de temps horaire à partir du bilan d'énergie du module de neige et l'eau de fonte est ensuite transférée à la surface du sol. Le stockage et le routage d'eau liquide ainsi que le regel de l'eau de fonte dans le glacier ne sont pas pris en compte.

La couche de glace peut gagner en épaisseur dans la zone d'accumulation du glacier lorsque la densité de la neige excède  $850 \text{ kg/m}^3$  et que la hauteur de neige est supérieure à 5 m w.eq. Le modèle transfère alors 4 m w.eq de neige dans la couche de glace et laisse 1 m w.eq de manteau neigeux. Ce transfert vers la couche de glace permet d'éviter un stockage infini de neige sur les zones d'accumulation. Contrairement aux couches du manteau neigeux, la température interne du glacier n'est pas calculée. Les glaciers sont considérés comme isothermes avec une température constante égale à  $0 \text{ }^\circ\text{C}$ .

Le bilan de masse est calculé de manière distribuée pour chaque maille de glacier au pas de temps mensuel et il est égal à la somme des bilans de masse du manteau neigeux et de la couche de glace.

A partir du bilan de masse simulé, le module de dynamique des glaciers calcule l'écoulement des glaciers vers l'aval au pas de temps mensuel et adapte la couverture glaciaire en fonction de la disparition de la glace sur une cellule ou bien de l'extension de la langue glaciaire. MOURRE [2015] a montré une différence de 0.8 % entre le bilan de masse du glacier Artesonraju (Cordillère Blanche, Peru) simulé sur une période d'un an avec le module de dynamique des glaciers et le bilan de masse simulé sans le calcul de l'écoulement glaciaire. Le calcul de la dynamique glaciaire peut avoir un impact significatif pour la simulation à long terme et l'étude de l'évolution de la contribution glaciaire aux écoulements sur plusieurs décennies mais a un impact négligeable sur une courte période. Cette étude se concentre sur la simulation des processus glacio-hydrologiques pendant une période de 5 ans, il est donc justifié de ne pas utiliser l'option de dynamique des glaciers et de modéliser les glaciers avec l'option statique.

## II.2.4. Autres processus hydrologiques

### II.2.4.1. Evapotranspiration

DHSVM-GDM calcule en premier l'évaporation potentielle représentant la quantité maximale d'humidité pouvant être transférée à l'atmosphère. L'évapotranspiration est ensuite calculée pour la végétation haute, la végétation basse et le sol séparément. Pour la couche de végétation haute, l'eau interceptée par la canopée est évaporée avec le taux d'évaporation potentielle et la transpiration de la canopée est calculée avec la formule de Penman-Monteith. Dans le cas de présence de neige, la végétation basse et le sol ne participent pas à l'évapotranspiration. Sans neige, l'évapotranspiration de

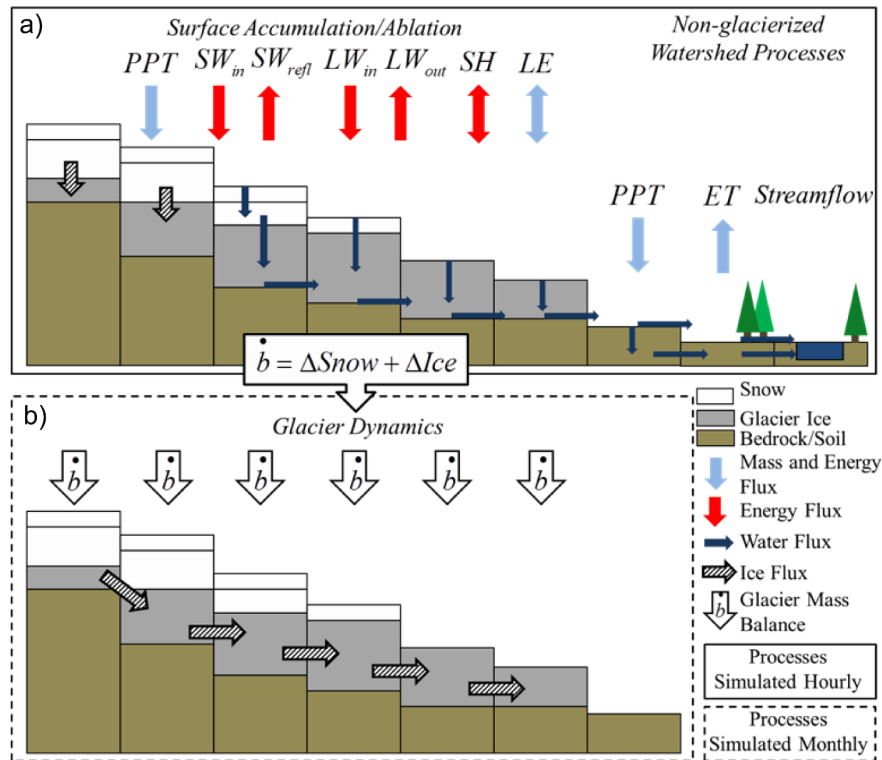


FIGURE II.9 – Modélisation de la dynamique glaciaire dans DHSVM-GDM (figure de FRANS [2015])

la canopée est déduite de l'évaporation potentielle et l'évapotranspiration de la végétation basse est calculée de la même manière que pour la végétation haute à partir du taux d'évaporation potentielle modifié. L'eau perdue par transpiration des végétaux est alors retirée des couches du sol. Enfin, sans végétation basse, le modèle calcule l'évaporation de l'eau contenue dans la première couche de sol en fonction de l'évaporation potentielle et de la désorptivité du sol.

#### II.2.4.2. Infiltration dans le sol et percolation

La surface du sol reçoit la pluie non interceptée par la végétation, l'eau de fonte de neige et de glace et le ruissellement provenant des cellules adjacentes. Un taux d'infiltration maximum doit être défini pour chaque type de sols. Tant que la quantité d'eau liquide reçue par pas de temps par la surface du sol est inférieure au taux d'infiltration maximum, l'eau liquide s'infiltré dans les couches de sol. Si la quantité d'eau liquide reçue à la surface est supérieure au taux d'infiltration maximal ou si l'humidité du sol est saturée, l'eau excédentaire ruisselle par écoulement de surface vers les cellules voisines. L'eau contenue dans le sol alimente par percolation la nappe phréatique.

#### II.2.4.3. Routage hydrologique

Pour le routage de l'eau de surface et de subsurface, le modèle réalise une boucle à chaque pas de temps en commençant par la cellule la plus élevée et en finissant par la cellule la plus basse. A chaque étape de cette boucle l'eau de surface et de subsurface de la cellule est distribuée aux cellules voisines situées en aval, ne prenant en compte que les 4 plus proches voisins.

La Figure II.10 schématise tous les transferts d'eau possibles dans DHSVM-GDM. L'eau interceptée par les cours d'eau peut provenir des écoulements directs de surface, des écoulements de subsurface

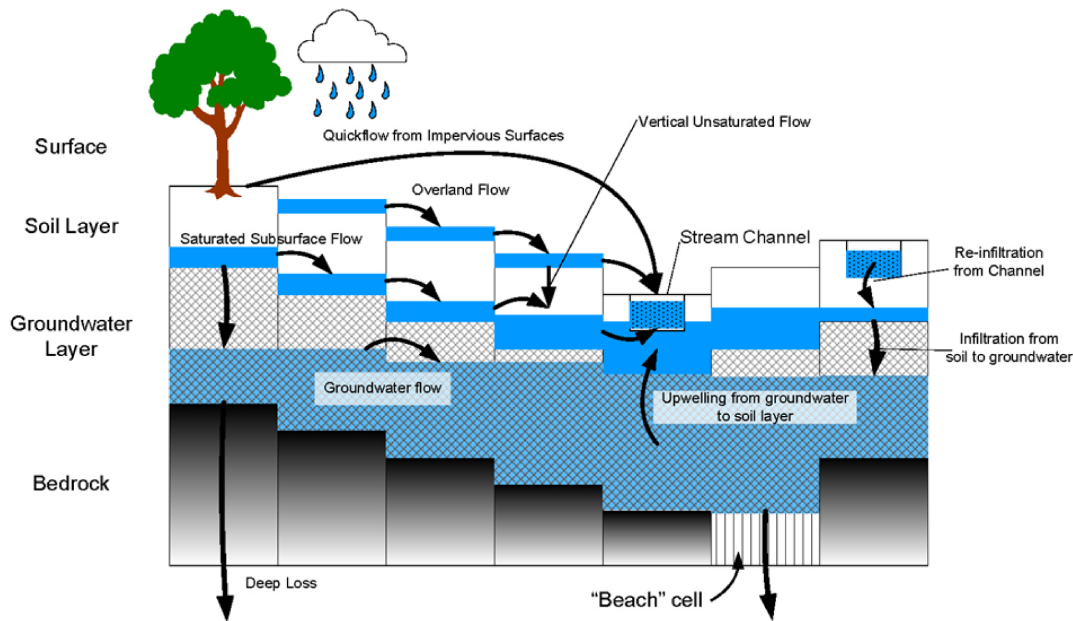


FIGURE II.10 – Routage de l'eau dans DHSVM [WIGMOSTA et al., 1994]

ou bien de l'alimentation par la nappe phréatique. Les débits des cours d'eau sont ensuite calculés au pas de temps de la modélisation en utilisant la formule de Manning-Strickler.

Les écoulements dans les sols sont calculés selon la loi de Darcy.

## II.3. Données de forçage et de validation

### II.3.1. Données de description du bassin versant

#### II.3.1.1. Topographie et réseau hydrographique

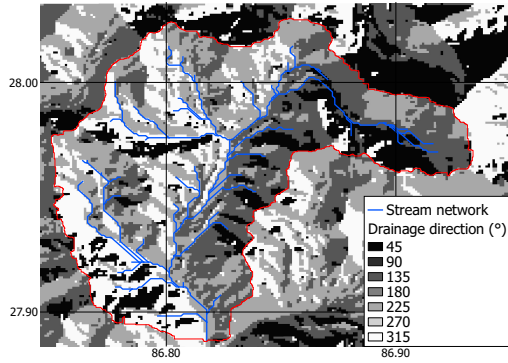
Pour définir la topographie du bassin le MNT ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) à 30 m de résolution puis ré-échantillonné à 100 m de résolution est utilisé. Pour que le modèle DHSVM-GDM fonctionne correctement le MNT ne doit pas posséder de dépressions ou cuvettes. Les dépressions ont été remplies de façon à ce que chaque cellule transfère de l'eau à au moins un de ses 4 plus proches voisins.

La délimitation du bassin de Pheriche et le réseau de drainage sont calculés à partir du MNT à 100 m de résolution (Figure II.11a). Toutes les autres données de description du bassin présentées ci-dessous sont ré-échantillonnées à la résolution du MNT (100 m).

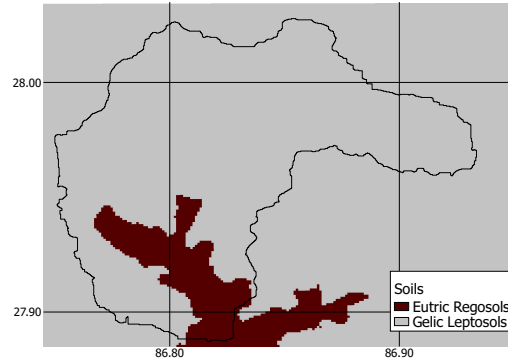
#### II.3.1.2. Classes et profondeur des sols

La classification des sols SOTER (Soil and Terrain) réalisée sur l'ensemble du Népal [DIJKSHOORN & HUTING, 2009] a été utilisée pour définir les types de sols (Figure II.11b).

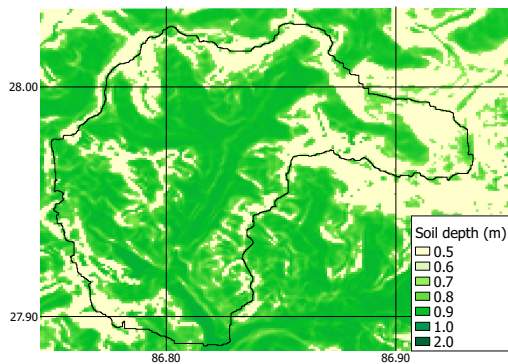




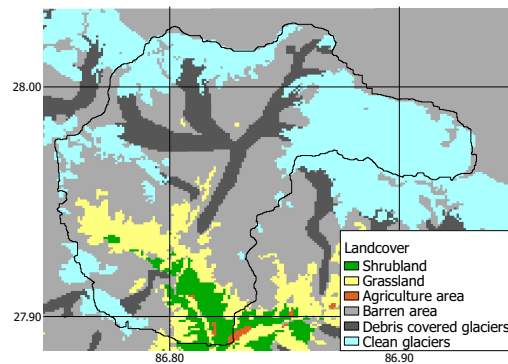
(a) Carte de direction des écoulements et réseau de drainage



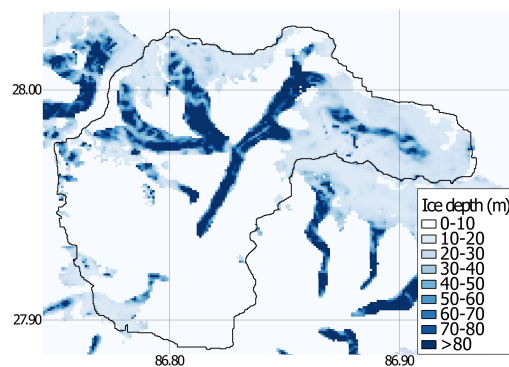
(b) Classes de sols



(c) Carte de profondeur des sols



(d) Carte d'occupation des sols



(e) Carte d'épaisseur de glace

FIGURE II.11 – Données de description du bassin versant

Une carte de profondeurs de sols est calculée à partir du MNT selon la formule II.4 [WIGMOSTA et al., 1994].

$$Z_s = Z_{s_{min}} + (Z_{s_{max}} - Z_{s_{min}})[a(1 - \beta/\beta_{max})^A + b(1 - z/z_{max})^B] \quad (\text{II.4})$$

Avec  $Z_s$  l'épaisseur de sol d'une cellule (m),  $Z_{s_{min}}$  et  $Z_{s_{max}}$  les épaisseurs de sol minimales et maximales dans le bassin égales à 0.5 et 1 m,  $\beta$  et  $\beta_{max}$  la pente de la cellule et la pente maximale du bassin (m/m),  $z$  et  $z_{max}$  l'altitude de la cellule et l'altitude maximale du bassin (m),  $a$ ,  $A$ ,  $b$  et  $B$  des paramètres pour la pente du terrain et l'altitude respectivement égaux à 0.7, 0.25, 0.3, 0.75. Les épaisseurs de sol minimale et maximale ont été choisies à partir de mesures d'épaisseur de sols réalisées en 4 points du bassins (3 mesures dans la partie aval du bassin proches du village de Pheriche et une mesure à la Pyramide). Ces mesures donnent des épaisseurs de sol comprises entre 10 et 55 cm. Les épaisseurs minimales et maximales de 0.5 et 1 m ont été choisies pour prendre en compte la sous-estimation des mesures dans des sols rocheux. Les épaisseurs minimale et maximale choisies permettent d'assurer des épaisseurs de sol suffisantes au fonctionnement du modèle.

### II.3.1.3. Types d'occupation des sols

Pour décrire les différents types de végétation, la carte d'occupation des sols réalisée par l'institut ICIMOD (International Centre for Integrated Mountain Development) en 2010 sur l'ensemble du Népal [BAJRACHARYA, 2014] et l'inventaire des glaciers de RACOVITEANU et al. [2013] sont utilisés (Figure II.11d). Le Tableau II.1 présente les 8 classes d'occupation des sols définies sur le bassin de Pheriche ainsi que leurs superficies respectives.

Classe de landover	Surface du bassin (%)
Buissons et arbustes	4.5
Prairie	9.2
Agriculture	0.1
Roche nue	43
Glaciers couverts	12.9
Glaciers blancs	30.3

Tableau II.1 – Occupation des sols dans le bassin de Pheriche d'après la carte de BAJRACHARYA [2014] et l'inventaire des glaciers de RACOVITEANU et al. [2013].

### II.3.1.4. Contours et épaisseur des glaciers

Les surfaces englacées sont définies à partir de l'inventaire des glaciers réalisé par RACOVITEANU et al. [2013] dans le bassin de la Dudh Koshi. Cet inventaire distingue les zones englacées recouvertes de débris des zones de glaciers blancs (Figure II.2). Deux autres contours de glaciers sont également utilisés : le contour GAMDAM (Glacier Area Mapping for Discharge from the Asian Mountains) de NUIMURA et al. [2015] disponible sur l'ensemble de l'Asie et le contour ICIMOD disponible sur le Népal [BAJRACHARYA, 2014]. Ces contours seront comparés dans le chapitre III afin de déterminer l'impact de la description des zones englacées sur les simulations hydrologiques.

Une carte d'épaisseur initiale de glace est calculée avec la méthode décrite dans HAEBERLI & HÖLZLE [1995] (Figure II.11e). Cette méthode définit l'épaisseur de glace en fonction de la pente du terrain en utilisant la formule de la contrainte basale ( $\tau_b$ ) :

$$\tau_b = \rho g H \sin \beta \quad (\text{II.5})$$

avec  $\rho$  la densité de la glace ( $kg/m^3$ ),  $g$  l'accélération de gravité ( $mg/s^2$ ),  $H$  l'épaisseur de la glace ( $m$ ) et  $\beta$  la pente du terrain ( $^\circ$ ). L'épaisseur de glace est déduite de l'équation II.5 :

$$H = \frac{\tau_0}{\rho g \sin \beta} \quad (\text{II.6})$$

en faisant l'hypothèse que la contrainte basale est à l'équilibre  $\tau_0$  et est égale à  $80\,000\,N/m^2$ . La densité de la glace est prise égale  $916.7\,kg/m^3$ . L'épaisseur de glace est calculée pour une pente minimale de  $1.5^\circ$ .

Cette carte d'épaisseur de glace indique la quantité de glace disponible pour la fonte dans le modèle. Pour des simulations sur de longues périodes il est important d'initialiser le modèle avec une carte d'épaisseur de glace réaliste afin de pouvoir analyser l'évolution de la surface englacée. Dans cette étude les simulations sont réalisées sur des périodes de 3 à 5 ans ce qui ne représente pas une durée suffisante pour observer la disparition de glace à l'échelle d'une cellule de 100 m de résolution. La carte d'épaisseur de glace issue de la formule II.6 est donc suffisante pour cette étude.

#### II.3.1.5. Cartes d'ombre

DHSVM-GDM propose de fournir des cartes d'ombrage en entrée du modèle afin de mieux prendre en compte l'effet de la topographie sur le rayonnement solaire direct. DHSVM-GDM permet de générer des cartes mensuelles pour chaque heure de la journée ( $12 \times 24$  cartes). Par exemple, la Figure II.12 présente les cartes générées pour le mois de février à 6 h, 9 h, 12 h et 15 h (heures locales).

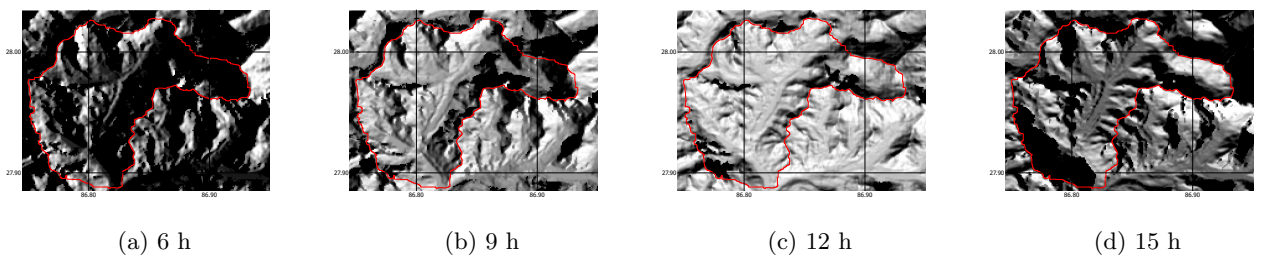


FIGURE II.12 – Carte des zones ombragées selon l'heure de la journée (heure locale) pour le mois de février (blanc : la totalité du rayonnement solaire direct est reçue, noir : pas de rayonnement solaire direct reçu)

## II.3.2. Données météorologiques

### II.3.2.1. Présentation des différents jeux de données

#### Données in situ

Des données météorologiques mesurées par 9 stations sont disponibles dans le SNP (Figure II.13) :

- les stations de Phakding, Pangboche et Dingboche ont été installées dans le cadre des projets PAPRIKA et PRESHINE. Des mesures de température de l'air (capteur Campbell T100) et de précipitations (pluviomètres ARG100 Aerodynamic Raingauge à Phakding et Davis 7852 Rain Collector à Pangboche) sont réalisées au pas de temps de 15 minutes à partir de l'automne 2010. Ces stations ont été installées aux exutoires des différents bassins d'études du projet PRESHINE, des mesures de débits sont également réalisées à l'aide de capteurs de pression Campbell CS450.
- La station météorologique du Changri Nup a été installée le 30 octobre 2010 dans le cadre du projet GLACIOCLIM (Service d'observation "Les GLACIers, un Observatoire du CLIMat") (<https://glacioclim.osug.fr/>). Cette station est installée sur la zone d'ablation couverte de débris du glacier du Changri Nup. Des mesures de température de l'air, d'humidité, de vitesse et direction du vent et de rayonnements courtes et grandes longueur d'ondes sont réalisées toutes les 30 minutes.
- Les stations de Lukla, Namche, Pheriche, la Pyramide et du Kalapathar sont gérées par l'organisme EvK2-CNR (Everest K2 - Italian National Research Council) ([www.evkc2cnr.org](http://www.evkc2cnr.org)). Elles ont été installées entre les années 2000 et 2010. Des mesures de température de l'air, d'humidité, de vitesse et direction du vent et de rayonnements courtes et grandes longueur d'ondes sont disponibles au pas de temps horaire.

Le Tableau II.2 présente les caractéristiques des stations météorologiques ainsi que le pourcentage de lacunes entre novembre 2010 et novembre 2015 pour chaque variable mesurée.

Pour la modélisation sur le bassin de Pheriche, seules les données des stations de Pheriche et de la Pyramide sont utilisées. Les autres stations sont utilisées pour la reconstruction des données de Pheriche et de la Pyramide pendant les périodes de lacunes (cf méthodes présentées dans la section II.3.2.2). En particulier la station du Kalapathar située dans le bassin de Pheriche n'est pas directement utilisée pour le forçage du modèle en raison de trop grandes périodes de lacunes. La station du Changri Nup a également été retirée après plusieurs tests de simulation car les résultats de modélisation obtenus n'étaient pas cohérents autour de la station. Une hypothèse émise est que les données mesurées à la station du Changri Nup ne sont pas représentatives d'une zone plus large autour de la station.

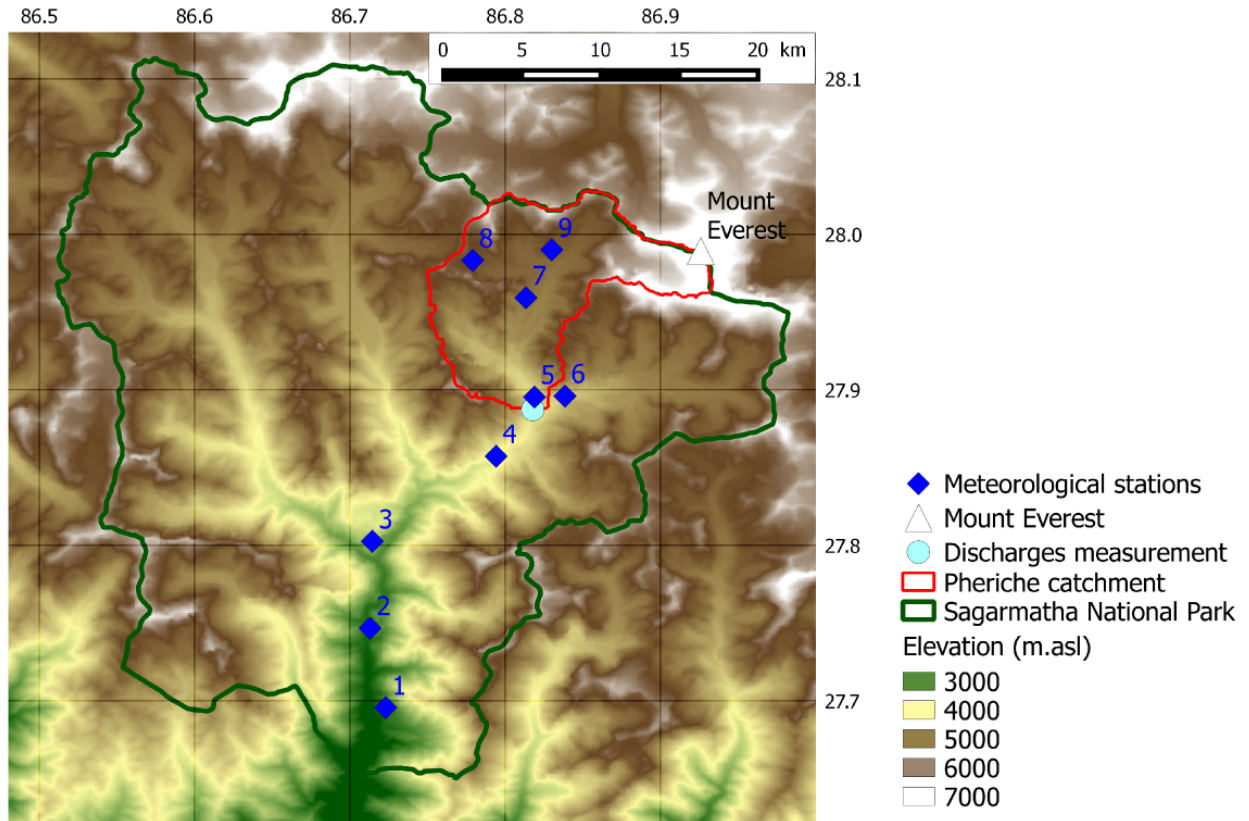


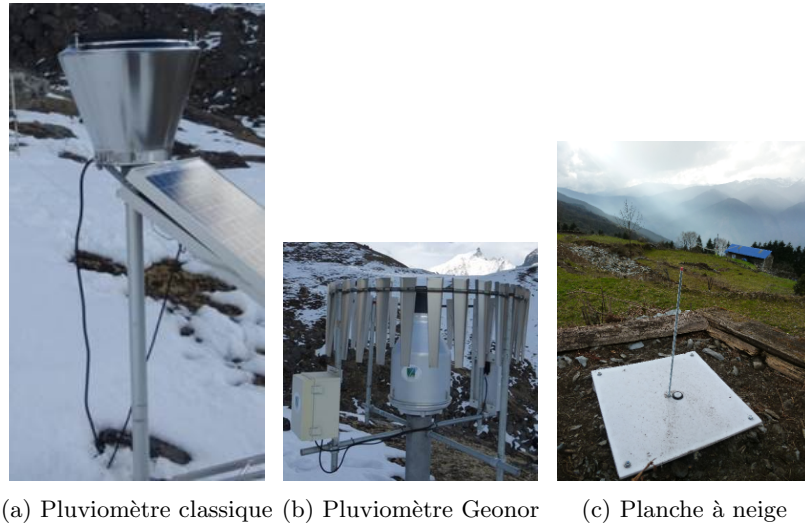
FIGURE II.13 – Localisation des stations météorologiques dans la région de l’Everest. Les caractéristiques des stations sont données dans le tableau II.2

N°	Nom	Altitude (m)	Lat (°)	Lon (°)	T	WS	HR	SWin	LWin	P
1	Lukla	2660	29.695	86.723	33	42	43	33	85	39
2	Phakding	2619	27.746	86.713	7	x	x	x	x	0
3	Namche	3570	27.802	86.714	27	27	28	33	x	52
4	Pangboche	3950	27.857	86.794	2	x	x	x	x	0
5	Pheriche	4260	27.895	86.819	37	35	36	36	x	34
5	Pheriche-Geonor	4260	27.895	86.819	x	x	x	x	x	41*
6	Dingboche	4372	27.896	86.838	83	x	x	x	x	72
7	Pyramide	5035	27.959	86.813	18	18	18	33	60	14
7	Pyramide-Geonor	5035	27.959	86.813	x	x	x	x	x	41*
8	Changri Nup	5363	27.983	86.779	10	26	7	17	19	x
9	Kalapathar	5600	27.99	86.83	77	77	80	77	x	77

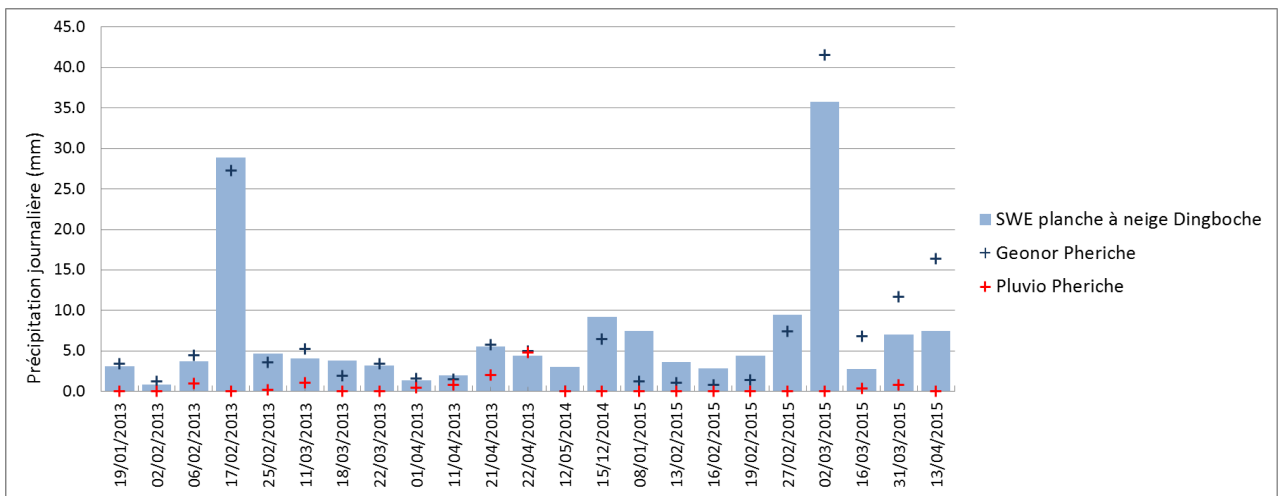
Tableau II.2 – Caractéristiques des stations météorologiques et pourcentage de lacunes des données mesurées entre le 1<sup>er</sup> novembre 2010 et le 27 novembre 2015. T : Température de l’air, WS : vitesse du vent, HR : humidité relative, SWin : rayonnement shortwave incident, LWin : rayonnement longwave incident, P : précipitations. Le symbole "x" signifie que la variable n’est pas mesurée par la station. (\*) Lacunes car les pluviomètres Géonor n’ont été installés qu’en décembre 2012.

Les précipitations sont mesurées par deux types de pluviomètres différents aux stations de Pheriche et de la Pyramide : des pluviomètres classiques à augets basculants (Figure II.14a) et des pluviomètres Geonor T200B (Figure II.14b). Les pluviomètres Geonor ont été installés en décembre 2012 en complément des pluviomètres classiques car ces derniers sont connus pour sous-estimer la quantité de précipitation solide [WOLFF et al., 2015]. En effet, lors de chutes de neige, une partie non négligeable des cristaux est déviée par le vent aux abords du pluviomètre et ne peut être collectée. De plus, lorsqu'un pluviomètre n'est pas équipé d'un dispositif pour accélérer la fonte de la neige collectée, les cristaux de neige s'accumulent et obstruent les collecteurs. Les pluviomètres Geonor sont équipés d'un écran anti-vent pour minimiser l'effet du vent sur la mesure des précipitations et une couche d'huile et de l'antigel sont introduits dans le collecteur pour empêcher l'évaporation et faire fondre les précipitations solides. Les mesures brutes de lames d'eau ont été réévaluées en appliquant des formules de correction dépendant de la température de l'air, de la vitesse du vent et de l'intensité des précipitations [FØRLAND et al., 1996 ; LEJEUNE et al., 2003 ; LEJEUNE, 2009].

On dispose également de mesures de chute de neige journalières réalisées par des habitants avec des planches à neige depuis octobre 2012. Chaque jour à heure fixe, en cas de chute de neige lors des 24 h précédentes, la hauteur de neige est relevée sur la planche et un échantillon de neige est pesé pour connaître sa densité. Après ces opérations, la planche à neige est nettoyée (Figure II.14c). La Figure II.14d compare les mesures de précipitations réalisées avec le pluviomètre classique et le pluviomètre Géonor situés à Pheriche et la planche à neige située à Dingboche pour plusieurs événements de chutes de neige entre les hivers 2013 et 2015. Cette figure montre la difficulté de mesurer de manière fiable les précipitations neigeuses en haute montagne puisque les cumuls de précipitations sont différents selon les dispositifs de mesure. Le pluviomètre à augets basculants montre un fort biais négatif pour les précipitations solides, or les données de précipitations mesurées par ce type de pluviomètres sont régulièrement utilisées dans des études de modélisation hydrologique en Himalaya, c'est pourquoi deux jeux de données in situ distincts ont été constitués avec les précipitations mesurées par les pluviomètres classiques et les pluviomètres Geonor afin d'évaluer l'impact de l'incertitude de la mesure des précipitations solides sur la modélisation glacio-hydrologique.



(a) Pluviomètre classique (b) Pluviomètre Geonor (c) Plaque à neige



(d) Comparaison des mesures de précipitation solide

FIGURE II.14 – Dispositifs de mesure des précipitations neigeuses installés dans la région de l’Everest : (a) pluviomètre classique, (b) pluviomètre Geonor, (c) plaque à neige. (d) Comparaison des précipitations journalières mesurées par le pluviomètre classique de la station de Pheriche, le pluviomètre Geonor de la station de Pheriche et la planche à neige de Dingboche lors d’évènements de chute de neige entre 2013 et 2015.

## HAR

HAR (High Asia Refined analysis) est un jeu de données atmosphériques à haute résolution qui fournit des données météorologiques à faible résolution spatiale et temporelle sur la région du plateau Tibétain.

HAR fournit des données grillées de différentes variables telles que la température, la précipitation ou le vent à 30 km de résolution sur la région de l’Asie centrale ou à 10 km de résolution autour du plateau tibétain, aux pas de temps horaires, journaliers, mensuels et annuels de octobre 2000 à octobre 2014.

Les données HAR sont une descente d’échelle des données d’observation globales GFS FNL (Global Forecast System, final analysis) disponibles toutes les 6 h à 1° de résolution spatiale. Ces données regroupent des observations satellite avec des données de surface issues de réseaux d’observation

globaux. Les données HAR à 30 et 10 km sont générées en utilisant les données FNL en forçage aux limites du modèle atmosphérique WRF version 3.3.1 (Weather Research and Forecast model) [MAUSSION et al., 2014].

Dans cette étude seules les données de précipitation du jeu de données HAR ont été utilisées.

### TRMM

TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) est un satellite de recherche qui a été lancé en 1997 dans le but d'étudier la distribution et la variabilité des précipitations en zones tropicales. Le satellite TRMM mesure les précipitations à l'aide de deux instruments :

- le radar de précipitation (PR) qui produit des cartes en trois dimensions de la structure des orages tropicaux. Il permet d'obtenir des informations telles que l'intensité et la distribution de la pluie dans la cellule orageuse ou bien le type de précipitation jusqu'à 20 km d'altitude ;
- l'imageur micro-onde (TMI) qui mesure l'énergie micro-onde émise par la Terre et l'atmosphère. Il permet de quantifier la vapeur d'eau, le contenu en eau des nuages et les intensités de pluie dans l'atmosphère.

La mission TRMM met à disposition plusieurs produits de précipitations grillées. Dans cette étude les données issues du produit TRMM3B42 version 7 sont utilisées. Ce produit sera nommé TRMM dans la suite du manuscrit. Ce produit combine les estimations de précipitation par mesures micro-onde (TMPA (TRMM Multisatellite Precipitation Analysis)) et infra-rouge réalisées par plusieurs satellites avec des observations de précipitations in situ [HUFFMAN et al., 2007]. Ce produit fournit des données de précipitation depuis janvier 1998 jusqu'à aujourd'hui à un pas de temps de 3 h avec une résolution spatiale de  $0.25^\circ$  (soit environ 27 km) et couvre la région entre les latitudes  $50^\circ$  S et  $50^\circ$  N. La combinaison de plusieurs sources de données de précipitations dans le produit TRMM permet d'améliorer l'estimation de la variabilité et de l'intensité des précipitations. Cependant les précipitation TRMM possèdent plusieurs limites. ANDERMANN et al. [2011] et MÉNÉGOZ et al. [2013] ont montré que le produit TRMM3B42 a tendance à sous-estimer les précipitations de mousson dans la région de l'Himalaya. De plus la résolution spatiale à  $0.25^\circ$  rend l'estimation des précipitations difficile dans les zones avec de forts effets orographiques. Enfin, les instruments satellitaires ne peuvent pas mesurer précisément les chutes de neige, les données de précipitation dans les régions de l'Himalaya à plus de 5000 m d'altitude présentent donc de fortes incertitudes.

### CHIRPS

CHIRPS (Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data) est un jeu de données de précipitation grillées à  $0.05^\circ$  de résolution (environ 5 km) généré sur une période de plus de 30 ans (de 1986 à aujourd'hui). L'objectif du produit CHIRPS est d'associer les données satellites qui donnent une bonne estimation de la variabilité spatiale des précipitation mais qui présentent souvent des biais et ont tendance à sous-estimer les extrêmes de précipitation avec des données de mesures in situ pour produire des cartes de précipitation avec les meilleures estimations possibles, en particulier dans les zones avec peu de données in situ disponibles.

Le produit CHIRPS a été développé à l'origine pour étudier les phénomènes de sécheresse en Afrique mais est disponible à échelle quasi-globale : CHIRPS couvre toutes les latitudes comprises



entre 50° S et 50° N et toutes les longitudes, et est disponible à divers pas de temps (journalier, 5 jours, 10 jours, mensuel, annuel) [FUNK et al., 2015].

Le produit CHIRPS est construit à partir de trois sous-composantes :

- le produit CHPclim (Climate Hazards group Precipitation climatology) qui est une climatologie à 0.05° de résolution qui combine les précipitations climatologiques de stations avec des informations satellites pour les zones avec peu de données observées,
- le produit CHIRP (satellite-only Climate Hazards group Infrared Precipitation) qui incorpore des observations satellite infra-rouge Cold Cloud Duration (CCD) pour produire des champs de précipitation journaliers, à 5 jours et mensuels depuis 1981 jusqu'à aujourd'hui à 0.05° de résolution,
- le produit CHIRPS qui incorpore des données de précipitation in situ

D'autres jeux de données de précipitations tels que le produit APHRODITE et les réanalyses MERRA [RIENECKER et al., 2011] et ERA-Interim [DEE et al., 2011] sont également disponibles et couramment utilisés dans la région de l'Himalaya. En particulier, les précipitations journalières APHRODITE (Asian Precipitation Highly-Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation) issues de l'interpolation de données de stations météorologiques sur l'ensemble du continent asiatique [YATAGAI et al., 2012] sont utilisées dans de nombreuses études climatiques, glaciologiques et hydrologiques dans les bassins de la Koshi et de la Dudh Koshi au Népal [LUTZ et al., 2013; AGARWAL et al., 2014; FUJITA & SAKAI, 2014; SHEA et al., 2015; RAJBHANDARI et al., 2016]. Ces jeux de données n'ont pas été retenus dans cette étude à cause de leur résolution spatiale (supérieure à 0.25°) trop grande pour représenter assez finement les précipitations sur le bassin de Pheriche et de leur disponibilité temporelle ne permettant pas de couvrir notre période d'étude entre 2010 et 2015.

### II.3.2.2. Reconstruction des données in situ

Les données in situ présentent d'importantes lacunes (Tableau II.2). Dans cette section sont détaillées les méthodes utilisées pour créer des chroniques de données complètes aux stations de Pheriche et de la Pyramide en utilisant les données disponibles aux stations voisines.

#### Température de l'air, rayonnements courtes et grandes longueurs d'onde

Pour reconstituer les chroniques de température de l'air et de rayonnements courtes et grandes longueurs d'onde incidents, le coefficient de corrélation ( $R^2$ ) entre chaque stations est calculé sur l'ensemble des données disponibles, puis chaque lacune est complétée à partir de la station disponible la mieux corrélée selon la formule :

$$Var_{Stationi,rec} = a_{i,j} \times Var_{Stationj,obs} + b_{i,j} \quad (II.7)$$

avec :  $Var_{Stationi,rec}$  la variable de la station  $i$  à reconstituer,  $Var_{Stationj,obs}$  la variable observée à la station  $j$ ,  $a_{i,j}$  et  $b_{i,j}$  les coefficients de la régression linéaire entre les variables des stations  $i$  et  $j$ . Cette méthode ne suffit pas à compléter entièrement les données de rayonnement grande longueur d'onde incident à cause de la trop faible quantité de données disponibles dans notre région d'étude.

### Calcul du rayonnement grande longueur d'onde

Les données de grandes longueurs d'onde des stations de la Pyramide et de Pheriche ont été complétées à partir des données de température de l'air et d'humidité relative reconstituées selon la formule développée par KONZELMANN et al. [1994] :

$$LW_{in} = [\epsilon_{CS}(1 - n^2) + \epsilon_{CL}n^2]\sigma T_a^4 \quad (\text{II.8})$$

avec  $LW_{in}$  le rayonnement de grande longueur d'onde incident en  $W/m^2$ ,  $\sigma$  la constante de Stefan-Boltzmann,  $T_a$  la température de l'air à 2 m en K,  $\epsilon_{CS}$  l'émissivité du ciel dégagé,  $\epsilon_{CL}$  l'émissivité des nuages égale à 0.976 et  $n$  la fraction de couverture nuageuse (comprise entre 0 et 1).

$\epsilon_{CS}$  est calculée selon la formule :

$$\epsilon_{CS} = 0.23 + b\left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{1/8} \quad (\text{II.9})$$

où  $b$  est égal 0.433 [KLOK & OERLEMANS, 2002] et  $e_a$  est la pression de vapeur à 2 m qui peut être calculée à partir de l'humidité relative mesurée  $RH$  et la pression de vapeur saturée  $es(T)$ .

$$\begin{aligned} e_a &= RH \times es(T) \\ e_a &= RH \times [es(T_0)exp[A\frac{T_a-T_0}{T-T_1}]] \end{aligned} \quad (\text{II.10})$$

où  $A$  est égal à 17.27,  $T_0$  et  $T_1$  valent respectivement 273.15 K et 36 K et  $es(T_0)$  est égal à 0.611 kPa

Enfin la fraction de couverture nuageuse  $n$  est déterminée selon le ratio entre le rayonnement solaire théorique  $SW_{th}$  et le rayonnement solaire observé  $SW_{obs}$  :

$$\begin{aligned} n &= 0 & \text{si} & \frac{SW_{th}}{SW_{obs}} < 1.2, \\ n &= 1 & \text{si} & \frac{SW_{th}}{SW_{obs}} > 1.8, \\ n &= 0.5 & \text{sinon.} & \end{aligned} \quad (\text{II.11})$$

### Vitesse du vent et humidité relative

La méthode utilisée précédemment pour reconstituer les chroniques de température et de rayonnement ne permet pas de reconstituer correctement les amplitudes des valeurs de vitesse du vent et d'humidité relative aux stations. Les lacunes sont reconstituées à partir de la station disponible la mieux corrélée avec la formule suivante :

$$Var_{Station_i,rec} = \begin{cases} Moy_{Station_i} + \frac{Var_{Station_j,obs} - Moy_{Station_j}}{Max_{Station_j} - Moy_{Station_j}} \times (Max_{Station_i} - Moy_{Station_i}) \\ \text{si } Var_{Station_j,obs} \geq Moy_{Station_j}, \\ Moy_{Station_i} + \frac{Var_{Station_j,obs} - Moy_{Station_j}}{Min_{Station_j} - Moy_{Station_j}} \times (Min_{Station_i} - Moy_{Station_i}) \\ \text{si } Var_{Station_j,obs} < Moy_{Station_j}. \end{cases} \quad (\text{II.12})$$

avec :  $Var_{Station_i,rec}$  la variable de la station  $i$  à reconstituer,  $Var_{Station_j,obs}$  la variable observée à la station  $j$ ,  $Moy_{Station_i}$  la moyenne inter annuelle calculée au pas de temps horaire à la station  $i$ ,

$Max_{Station_i}$  le maximum inter annuel calculé au pas de temps horaire à la station  $i$  et  $Min_{Station_i}$  le minimum inter annuel calculé au pas de temps horaire à la station  $i$ .

### Précipitations

Les lacunes des données de précipitation mesurées par les pluviomètres classiques sont reconstituées à partir des données aux stations les plus proches disponibles en appliquant un gradient altitudinal annuel calculé selon la formule suivante :

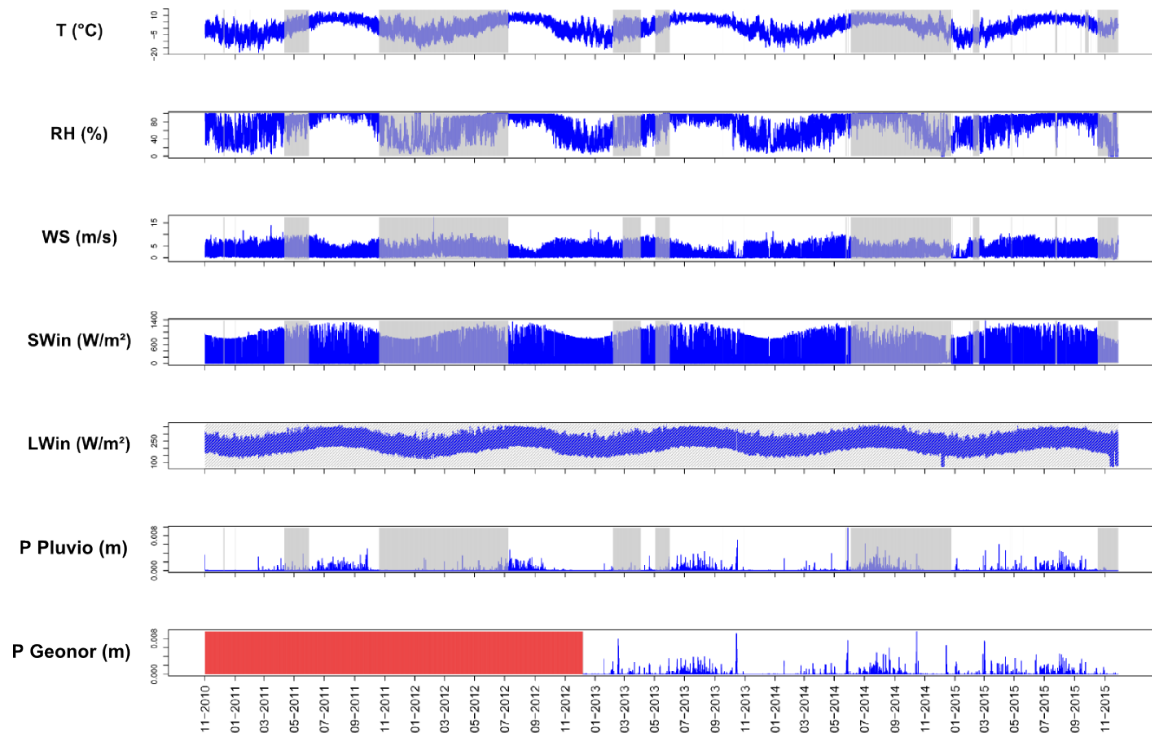
$$P_{Station_i,rec,h} = P_{Station_j,obs,h} \left[ 1 + \frac{gradP}{P_{Station_j,obs,an}} \times (z_{Station_i,rec} - z_{Station_j,obs}) \right] \quad (II.13)$$

avec  $P_{Station_i,rec,h}$  la précipitation horaire reconstituée à la station  $i$  ( $mm/h$ ),  $P_{Station_j,obs,h}$  la précipitation horaire observée à la station  $j$  ( $mm/h$ ),  $P_{Station_j,obs,an}$  la précipitation moyenne annuelle observée à la station  $j$  ( $mm/an$ ),  $z_{Station_i}$  et  $z_{Station_j}$  les altitudes des stations  $i$  et  $j$  et  $gradP$  le gradient de précipitation annuel égal à  $-0.120 mm/an/m$ . Ce gradient de précipitations a été calculé à partir des cumuls annuels aux stations de Pangboche, Pheriche et Pyramide.

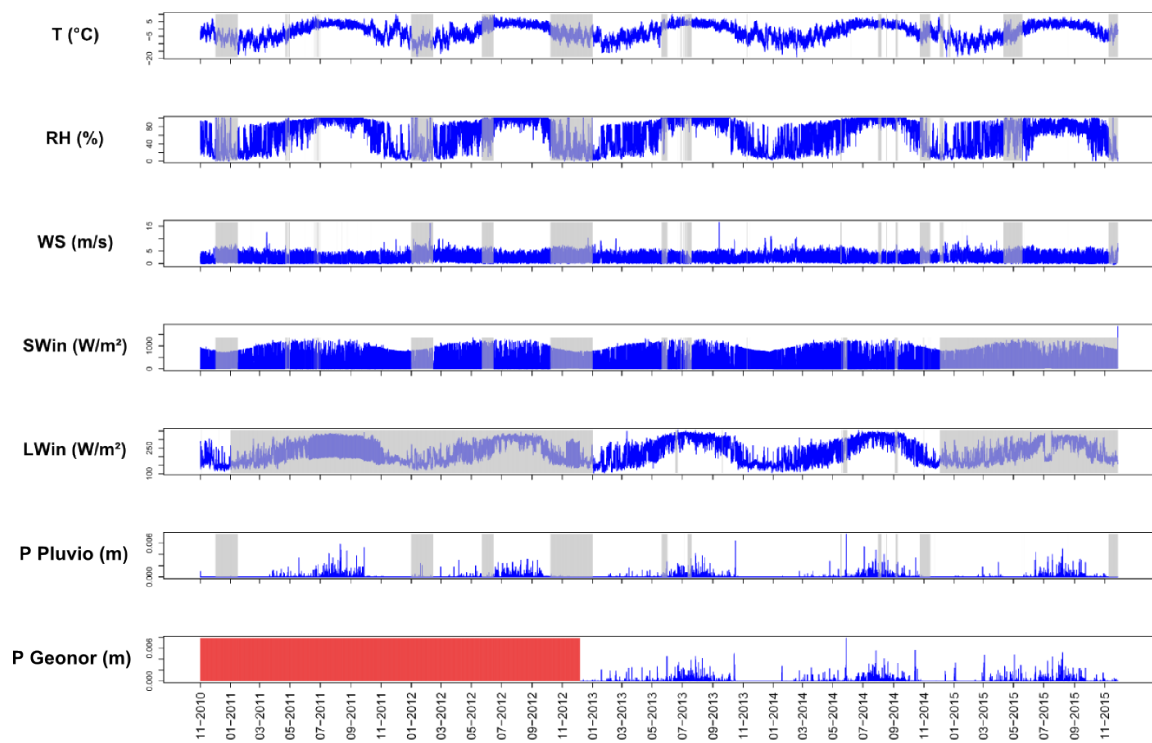
Les données de précipitation mesurées par les pluviomètres Geonor ne présentent pas de lacunes sur la période disponible (décembre 2012 - novembre 2015) et n'ont pas nécessité de pré-traitement.

La Figure II.15 présente les chroniques des données complétées aux stations de Pheriche et de la Pyramide qui sont utilisées pour le forçage du modèle DHSVM-GDM.

Les coefficients de corrélation linéaire utilisés pour la reconstruction des données ainsi que les statistiques sur les stations de reconstruction sont présentés en Annexe B.



(a) Station de Pheriche



(b) Station de la Pyramide

FIGURE II.15 – Chroniques des données reconstituées à la station de Pheriche (a) et de la Pyramide (b). Les zones grisées représentent les dates pour lesquelles les données ont été reconstituées, les zones en rouges représentent les périodes de lacunes non reconstituées (pas de données Geonor disponibles avant décembre 2012).

### II.3.2.3. Interpolation spatiale des données in situ

Les données in situ sont interpolées spatialement par DHSVM-GDM par méthode d'inverse distance (IDW (Inverse Distance Weighting)) à la résolution du MNT (100 m). Pour les données de température et de précipitation, des gradients altitudinaux sont donnés en entrée du modèle pour prendre en compte l'effet de la topographie sur la spatialisation des températures et des précipitations. Ces gradients altitudinaux sont calculés à partir des données mesurées aux stations de Pangboche (3950 m), Pheriche (4260 m) et la Pyramide (5035 m). Des gradients distincts sont calculés avec les données de précipitation Geonor et les données de précipitation mesurées par les pluviomètres classiques.

Le calcul de ces gradients sera présenté plus en détail dans les chapitres III et IV, notamment dans le chapitre IV l'impact du choix du gradient altitudinal (gradient horaire, journalier, mensuel ou annuel) sur les champs de précipitation calculés et sur les résultats de la modélisation hydrologique sera étudié.

### II.3.2.4. Désagrégation horaire des données TRMM et CHIRPS

Les données de précipitation TRMM et CHIRPS sont désagrégées au pas de temps d'1 h pour correspondre au pas de temps des données in situ.

Les données TRMM sont fournies en mm/h toutes les 3 h. Ces données sont désagrégées au pas de temps horaire en répartissant uniformément l'intensité horaire des précipitations TRMM sur 3 h.

Pour les précipitations journalières CHIRPS deux méthodes sont utilisées pour obtenir des précipitations horaires.

- la première méthode consiste à répartir uniformément les précipitations journalières sur 24 h. L'intensité des précipitations reste donc constante tout au long de la journée. Ce jeu de donnée est appelé CHIRPS 1 dans le reste de l'étude,
- la deuxième méthode utilise les données des pluviomètres Geonor les plus proches pour appliquer la variabilité des précipitations horaires des stations aux précipitations journalières CHIRPS. Les précipitations horaires, appelées CHIRPS 2, sont obtenues en appliquant la formule suivante :

$$P_{CHIRPSH} = P_{CHIRPSJ} \times \frac{P_{ObsH}}{P_{ObsJ}} \quad (II.14)$$

avec  $P_{CHIRPSH}$  et  $P_{CHIRPSJ}$  les précipitations horaires et journalières d'une maille de la grille CHIRPS et  $P_{ObsH}$  et  $P_{ObsJ}$  les précipitations horaires et journalières mesurées par le pluviomètre Geonor le plus proche. Dans le cas où la précipitation journalière mesurée est nulle, la précipitation journalière CHIRPS est répartie uniformément sur la journée comme dans la première méthode.

Ces deux jeux de données CHIRPS 1 et CHIRPS 2 permettront de tester l'impact de la variabilité infra-journalière des précipitations sur la modélisation hydrologique dans le chapitre IV.

### II.3.2.5. Récapitulatif des jeux de données de forçage météorologique

La Figure II.16 schématise l'ensemble des jeux de données météorologiques utilisés pour le forçage du modèle.

Pour les données de température, humidité, vent et rayonnement courte et grande longueur d'onde les données mesurées aux stations de Pheriche et de la Pyramide reconstituées sont utilisées. Ces données sont interpolées spatialement par DHSVM-GDM.

Pour les précipitations, 6 jeux de données ont été établis : 2 jeux de données issus des mesures de précipitation in situ (Geonor et pluviomètres classiques) et 4 jeux de données issus de produits de précipitation satellite ou de réanalyses (TRMM, CHIRPS 1, CHIRPS 2 et HAR). Les données Geonor constituent le jeu de donnée de référence pour la suite de l'étude. Les autres jeux de données seront analysés pour étudier l'incertitude des données de précipitation et son impact sur les résultats de modélisation dans le chapitre IV.

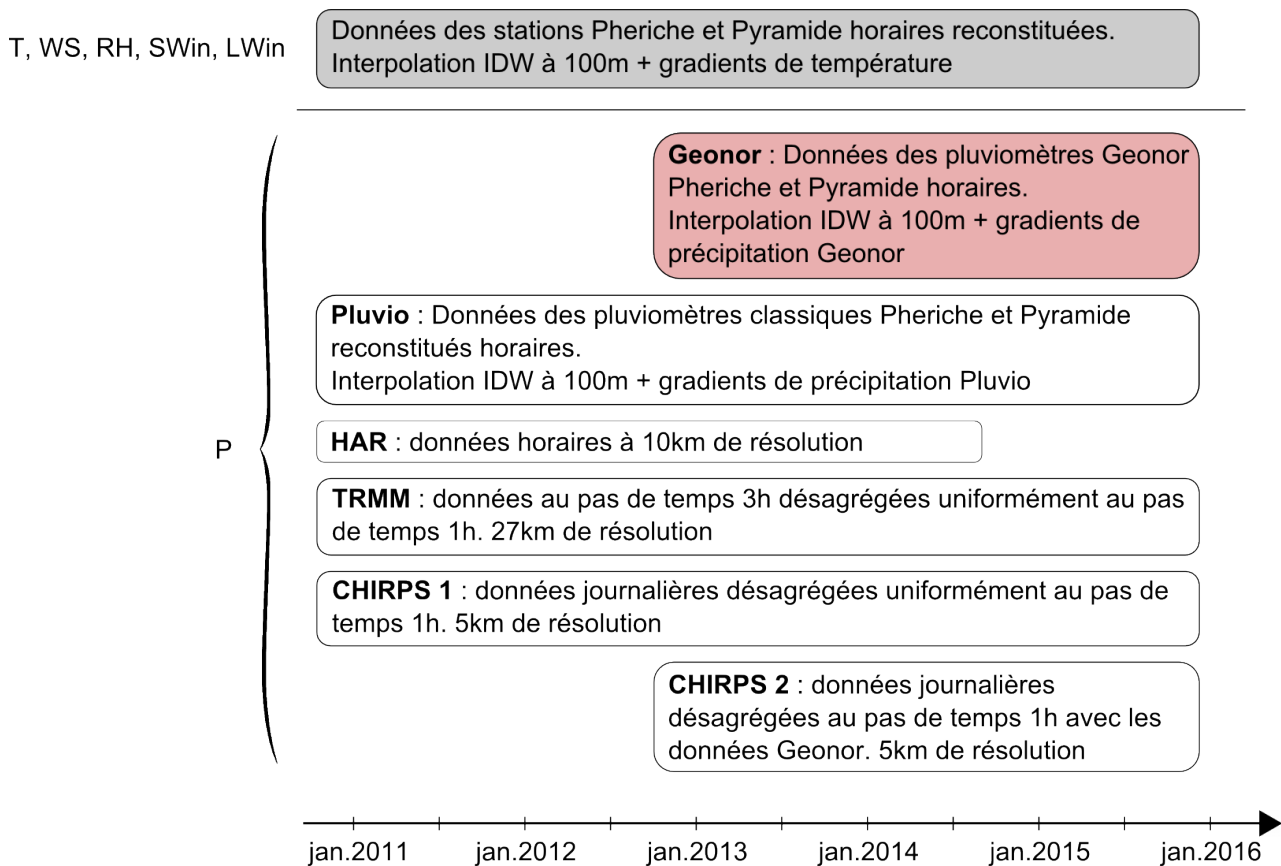


FIGURE II.16 – Jeux de données utilisés pour le forçage météorologique de DHSVM-GDM.

### II.3.3. Données de validation

#### II.3.3.1. Débits

Une station hydrométrique installée à Pheriche permet d'obtenir les débits horaires de la rivière du Khumbu. La station hydrométrique donne la hauteur d'eau par mesure de pression à l'aide d'un capteur de niveau d'eau OTT. Des jaugeages par dilution sont également effectués pour construire la courbe de tarage et convertir les hauteurs d'eau mesurées en débits.

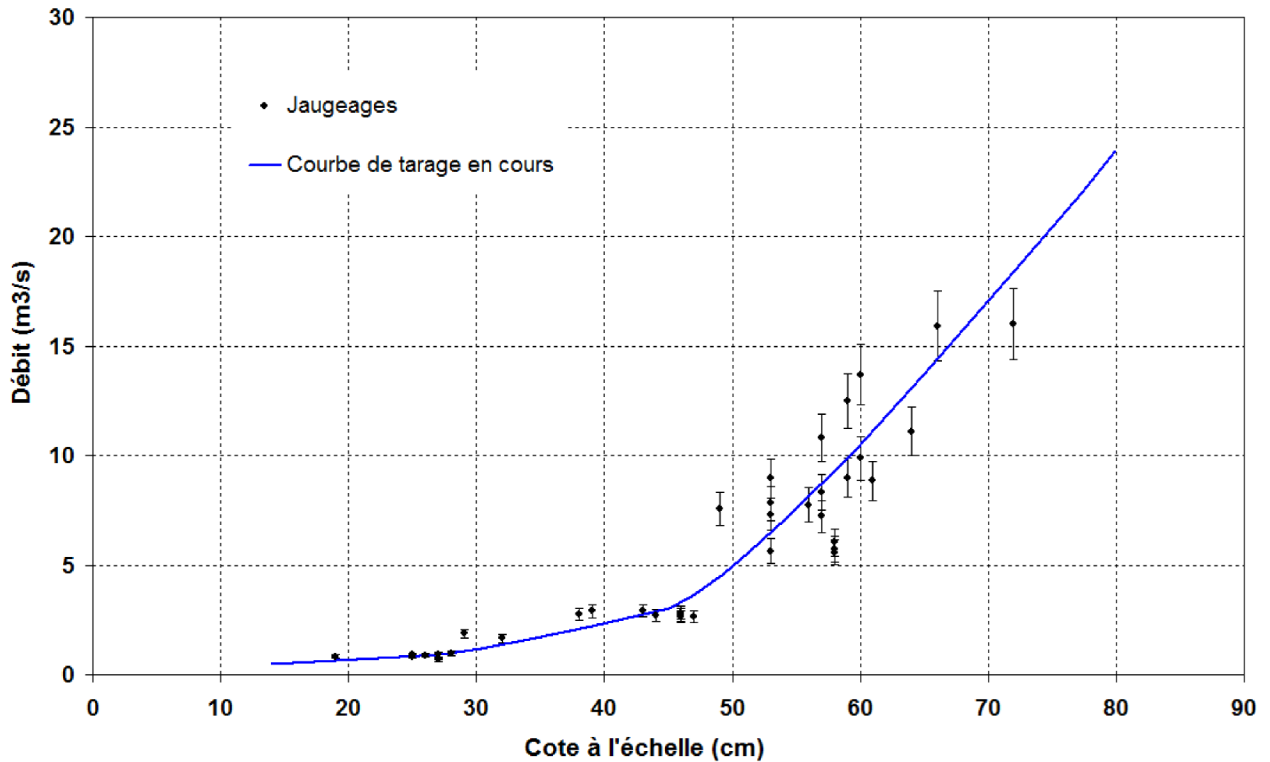


FIGURE II.17 – Courbe de tarage pour le calcul des débits de la rivière du Khumbu à la station de Pheriche (barre d'erreur de  $\pm 10\%$  sur les jaugeages).

La Figure II.17 présente la courbe de tarage de la rivière du Khumbu à Pheriche. Les jaugeages étant difficiles à réaliser à cause de la difficulté d'accès au site et des conditions météorologiques difficiles pendant la saison de mousson, les points de jaugeages sont fortement dispersés autour de la courbe de tarage. On considère une incertitude globale de  $\pm 15\%$  sur ces données de débits (cf Annexe ??).

### II.3.3.2. Couvert nival

Pour valider la simulation du couvert neigeux des données issues d'images satellites ont été utilisées. Les images satellites permettent d'obtenir des informations à la fois spatiales et temporelles sur la présence de neige au sol.

Les satellites MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) font l'acquisition d'images satellites sur toute la surface de la Terre tous les 1 à 2 jours. Ils mesurent des données sur 36 bandes spectrales et groupes de longueurs d'ondes qui permettent d'étudier les processus se produisant sur les océans, les surfaces terrestres et dans les premières couches de l'atmosphère. Le produit MOD10A1 (MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500m SIN Grid) délivre des cartes quotidiennes d'enneigement et d'albédo de la neige à une résolution spatiale de 500 m.

Les corrections pour prendre en compte la topographie complexe des régions de montagne sont réalisées avec l'algorithme MODImLab développé par SIRGUEY et al. [2009]. L'algorithme MODImLab utilise les images du produit MODIS-Terra Level-1B (MOD02QKM, MOD02HKM, MOD021KM, MOD03) ainsi qu'un MNT de la zone d'étude pour produire des cartes régionales du couvert neigeux quotidiennes à une résolution spatiale de 250 m en apportant une correction pour les effets atmosphé-

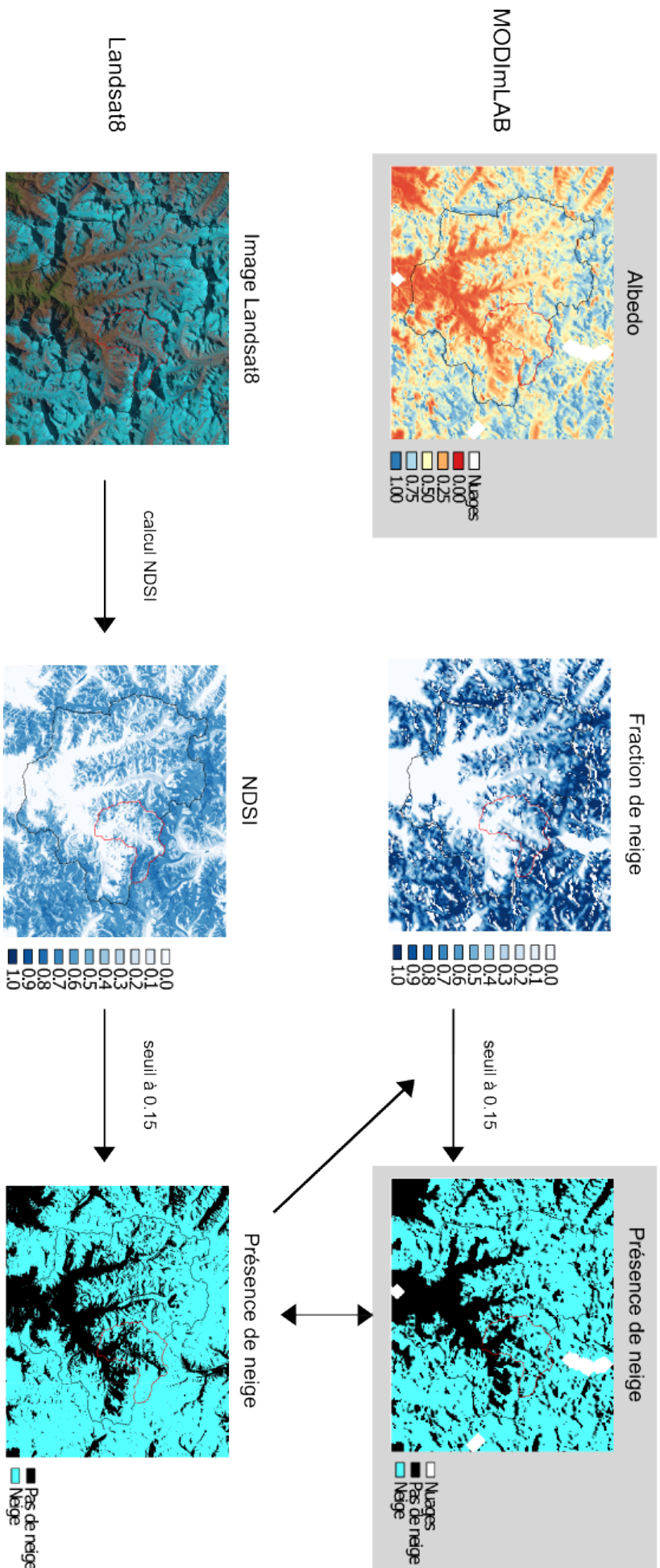


FIGURE II.18 – Méthode pour l'obtention des cartes d'albédo et de neige MODIS/LAB (fond gris). Les contours noir et rouge représentent la délimitation des bassins de Phakding et Pheriche. Images du 27 novembre 2013.



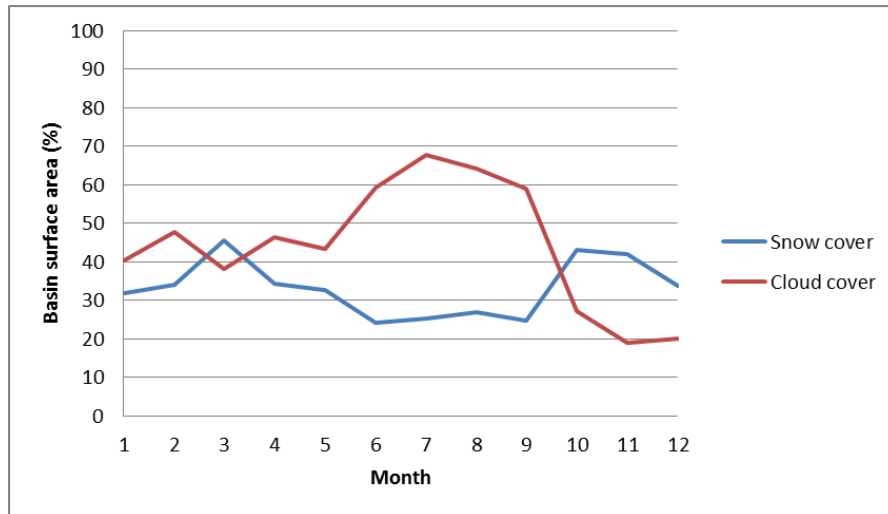


FIGURE II.19 – Fraction neigée et couverture de nuages moyennes mensuelles sur le bassin de Pheriche issues des images MODImLab

riques et topographiques ainsi qu’une correction des zones ombragées. Parmi les différents produits fournis par l’algorithme MODImLab, les deux produits suivants sont conservés :

- un produit donnant la fraction couverte de neige pour chaque pixel (entre 0 et 1) à 250 m de résolution.
- un produit donnant la valeur de l’albédo de la neige pour chaque pixel à 250 m de résolution.

La Figure II.18 présente la méthode adoptée pour obtenir des cartes de présence de neige binaires (0 ou 1). Ces cartes ont été calculées à partir des cartes de fraction neigée MODImLab en prenant un seuil égal à 0.15 : les pixels avec une fraction de couverture de neige supérieure à 0.15 sont considérés comme des pixels enneigés et dans le cas contraire les pixels sont considérés comme non-enneigés. Les cartes quotidiennes de présence de neige permettent de calculer la surface du bassin recouverte de neige (SCA (Snow Covered Area)) tous les jours à l’heure du passage du satellite MODIS (entre 10 h et 12 h du matin, heure locale). Pour déterminer ce seuil de 0.15, 27 images Landsat8 ont été utilisées. Landsat8 est un satellite qui acquiert des images à 30 m de résolution dans 9 bandes spectrales tous les 15 jours. Les images choisies correspondent aux images disponibles sans nuages sur le bassin de Pheriche pendant la période allant du 1<sup>er</sup> janvier 2013 au 31 décembre 2015. Les pixels enneigés des images Landsat8 sont obtenus en calculant le NDSI (Normalized Difference Snow Index) et en identifiant les pixels avec une valeur de NDSI supérieure à 0.15 (proposé par ZHU & WOODCOCK [2012]). Le NDSI est un indice calculé à partir des bandes spectrales d’une image, il permet de détecter les pixels couverts de neige et est défini selon la relation II.15 :

$$NDSI = \frac{bande_V - bande_{MIR}}{bande_V + bande_{MIR}} \quad (II.15)$$

avec  $band_V$  la bande de réflectance dans le vert et  $band_{MIR}$  la bande de réflectance en infra-rouge.

Le seuil de 0.15 a ensuite été choisi de sorte à faire coïncider le SCA des images MODImLab avec le SCA des images Landsat8.

La Figure II.19 présente les couverts neigeux et nuageux moyens sur le bassin de Pheriche. Le couvert neigeux est plus important en hiver et pendant la saison de post-mousson et moins présent pendant la période de mousson. Il faut également noter que la couverture de nuages est très présente sur le bassin, particulièrement pendant la mousson avec en moyenne plus de 60 % du bassin recouvert par les nuages chaque jour. La présence de nuages sur les images MODImLab apporte une forte incertitude sur la couverture neigeuse. Pour valider la simulation du couvert neigeux avec DHSVM-GDM on ne garde que les journées pour lesquelles la couverture de nuages sur les images MODImLab représente moins de 5 % de la surface du bassin.

Enfin, des mesures d'albédo in situ réalisées aux stations de la Pyramide et du Changri Nup sont utilisées en complément des cartes d'albédo MODImLab. Ces mesures fournissent des chroniques d'albédo au pas de temps horaire pendant la période 2010-2015.

### *II.3.3.3. Bilan de masse des glaciers*

Plusieurs méthodes peuvent être utilisées pour mesurer le bilan de masse des glaciers. Tout d'abord, le bilan de masse peut être mesuré localement à l'échelle d'un glacier grâce à des mesures réalisées in situ. Une des méthodes de mesure consiste à mesurer la précipitation solide tombée sur le glacier en creusant un puits dans la zone d'accumulation et en mesurant la hauteur de neige tombée dans le puits l'année suivante. La fonte de glace se mesure en enfonçant des balises dans la langue d'ablation du glacier et en mesurant la hauteur émergente de la balise l'année suivante qui correspond à la hauteur de glace ayant fondu pendant l'année. Cette méthode est assez fastidieuse à mettre en œuvre car elle nécessite de se rendre régulièrement sur le glacier pour effectuer les mesures et les glaciers sont souvent difficiles d'accès. De plus cette méthode ne permet pas de mesurer le bilan de masse sur une grande surface.

La méthode géodétique permet d'estimer les bilans de masse des glaciers à plus grande échelle. Cette méthode consiste à utiliser des images satellites représentant la topographie d'une région et à faire la différence entre deux images prises à deux dates différentes. Les zones pour lesquelles la différence est positive sont les zones d'accumulation : l'altitude de ces zones a augmenté ce qui signifie que le glacier a gagné de la masse. Les zones pour lesquelles la différence est négative sont les zones d'ablation : la glace a fondu et le glacier a perdu de l'altitude. En faisant la moyenne de ces gains ou perte d'altitude sur la zone d'intérêt, on obtient le bilan de masse moyen des glaciers. Cette méthode est très utile pour estimer le bilan de masse des glaciers sur une grande surface (chaîne de montagne, bassin versant, ...) mais n'est pas assez précise pour estimer le bilan de masse d'un glacier spécifique.

Dans le bassin de Pheriche, on dispose à la fois de bilans de masses in situ sur les glaciers du Pokalde et du Changri Nup blanc et des bilans de masse géodétiques à l'échelle du bassin.

La Figure II.20 montre l'emplacement des balises installées depuis novembre 2010 sur ces deux glaciers. SHERPA et al. [2017] montrent que ces deux glaciers ont perdu de la masse sur la période 2010-2015 avec un bilan de masse annuel moyen de  $-1.24 \pm 0.27$  m w.e./a pour le Changri Nup blanc et  $-0.69 \pm 0.28$  m w.e./a pour le Pokalde.

Le Tableau II.3 présente les résultats de bilans de masse géodétiques issus de différentes études calculés sur les glaciers Khumbu, Changri Nup et Changri Shar. Sur la région de l'Everest, l'ensemble des études glaciologiques montrent un recul général des glaciers.

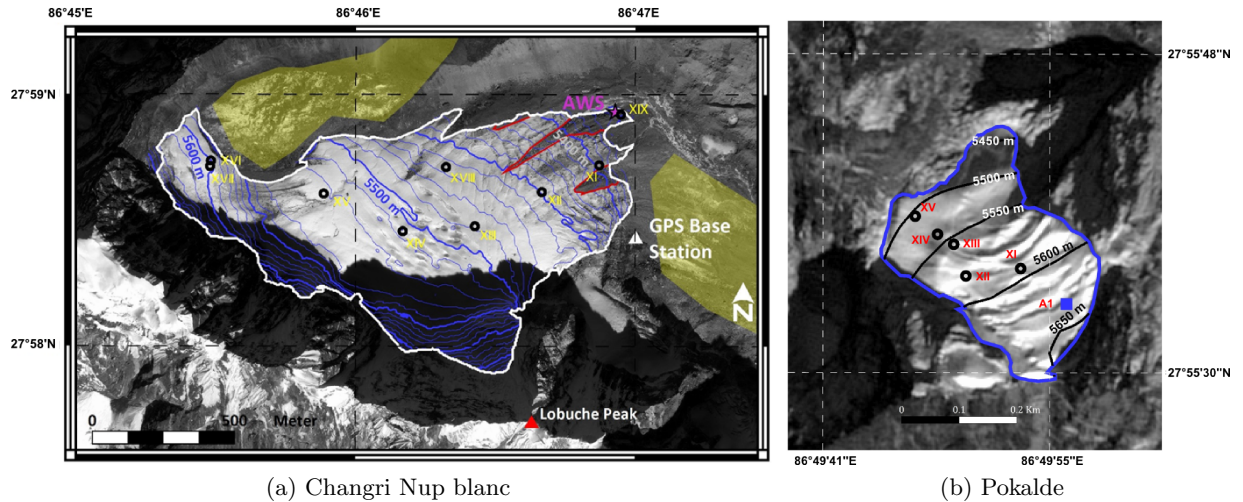


FIGURE II.20 – Emplacement des balises sur les glaciers du Changri Nup blanc et du Pokalde. Source SHERPA et al. [2017]

Bilan de masse (m w.e./a)	Période	Source
$-0.32 \pm 0.09$	2000-2016	BRUN et al. [2017]
$-0.38 \pm 0.52$	2002-2007	BOLCH et al. [2012]
$-0.67 \pm 0.45$	2000-2008	NUMURA et al. [2015]
$-0.47 \pm 0.18$	1999-2011	GARDELLE et al. [2013]
$-0.35 \pm 0.15$	2000-2016	KING et al. [2016]

Tableau II.3 – Bilans de masses géodétiques des glaciers Khumbu, Changri Nup et Changri Shar

## II.4. Configuration des simulations et critères d'évaluation

Les simulations avec DHSVM-GDM sur le bassin de Pheriche sont réalisées au pas de temps de 1 h et à la résolution spatiale de 100 m. La période de simulation varie de 3 à 5 ans entre 2010 et 2015 selon la disponibilité des données de précipitations utilisées :

- données Géonor : du 1<sup>er</sup> novembre 2012 au 27 novembre 2015
- données Pluvio : du 1<sup>er</sup> novembre 2010 au 27 novembre 2015
- données HAR : du 1<sup>er</sup> novembre 2010 au 30 octobre 2014
- données TRMM : du 1<sup>er</sup> novembre 2010 au 27 novembre 2015
- données CHIRPS 1 : du 1<sup>er</sup> novembre 2010 au 27 novembre 2015
- données CHIRPS 2 : du 1<sup>er</sup> novembre 2012 au 27 novembre 2015

Toutes les simulations sont réalisées avec un spin-up de 3 ans. L'ensemble des options et paramètres utilisés pour la modélisation est présenté en Annexe C.

Les simulations sont évaluées à la fois sur les débits, la dynamique du couvert neigeux et les bilans de masse glaciaires.

Les débits simulés sont évalués en utilisant les débits mesurés à la station de Pheriche comme débits de référence et en appliquant les fonctions objectives NSE (Nash-Sutcliffe Efficiency) [NASH & SUTCLIFFE, 1970] et KGE (Kling-Gupta Efficiency) [GUPTA et al., 2009] aux débits journaliers.

Pour évaluer la simulation du couvert neigeux, les SCA simulés sont comparés aux SCA journaliers des images MODImLab. Des cartes de durée moyenne d'enneigement sont produites à partir de cartes d'enneigement journalières obtenues en sortie du modèle. Ces cartes de durée d'enneigement sont comparées aux cartes d'enneigement obtenues avec les images MODImLab afin d'évaluer la dynamique spatiale du couvert neigeux.

Les bilans de masse glaciaires simulés sont évalués à l'échelle globale du bassin versant en comparant les bilans de masse régionaux géodétiques issus de la littérature. Les bilans de masse sont également évalués à échelle des glaciers du Changri Nup blanc et du Pokalde en calculant le RMSE (Root Mean Square Error) entre les bilans de masses mesurés aux balises et les bilans de masses ponctuels simulés par le modèle.

## II.5. Synthèse

Le bassin de Pheriche est situé dans le Parc National de Sagarmatha au Népal. Il s'agit d'un petit bassin de 146 km<sup>2</sup> fortement englacé (43 % de sa surface est couverte de glaciers). Sa gamme d'altitude s'étend de 4260 m correspondant à son exutoire près du village de Pheriche jusqu'au sommet du Mont Everest à 8848 m. Le bassin de Pheriche possède un climat influencé par la mousson indienne avec d'importantes précipitations et des températures plus élevées de juin à septembre et un hiver froid et sec. Le régime hydrologique du bassin suit le climat de mousson avec des débits élevés en été dûs aux précipitations de mousson et à la fonte glaciaire et des débits faibles en hiver.

Les simulations glacio-hydrologiques sont réalisées sur la bassin de Pheriche avec le modèle DHSVM-GDM. DHSVM-GDM est un modèle distribué à base physique qui modélise les échanges en eau verticaux entre l'atmosphère et les sols ainsi que les transferts horizontaux des écoulements pour simuler les débits à l'exutoire. DHSVM-GDM inclue une représentation simplifiée des glaciers par un modèle 1 couche et représente le manteau neigeux par un modèle 2 couches. La fonte de neige et de glace est simulée grâce à un modèle de bilan d'énergie.

Les simulations sont réalisées sur des périodes de 3 à 5 ans entre 2010 et 2015 au pas de temps horaire et à la résolution spatiale de 100 m. Le forçage météorologique du modèle est réalisé à partir des données météorologiques in situ observées aux stations de Pheriche (4260 m) et de la Pyramide (5035 m) qui ont été reconstituées. 6 jeux de données de précipitations différents sont constitués pour analyser l'incertitude sur les précipitations : 2 jeux de données in situ réalisés avec des instruments de mesures différents (Geonor et pluviomètre classique) et 4 jeux de données issus de réanalyses ou d'observation satellite (HAR, CHRIRPS 1, CHIRPS 2 et TRMM).

La modélisation est évaluée sur les débits grâce à des mesures de débits locales, sur la dynamique du couvert neigeux à l'aide d'images satellites traitées avec l'algorithme MODImLab et sur la dynamique glaciaire grâce à des données de bilans de masse in situ et des bilans de masse géodétiques.



---

# Optimisation de la représentation des processus cryosphériques dans DHSVM-GDM et quantification des contributions aux écoulements dans le bassin de Pheriche

---

## Sommaire

---

III.1. Publication : Quantification of different flow components in a high-altitude glacierized catchment (Dudh Koshi, Nepalese Himalaya).....	85
III.1.1. Résumé . . . . .	85
III.1.2. Abstract . . . . .	86
III.1.3. Introduction . . . . .	87
III.1.4. Study area . . . . .	88
III.1.5. Data and model setup . . . . .	89
III.1.5.1. Database . . . . .	89
III.1.5.2. Glacio-hydrological modelling. . . . .	92
III.1.5.3. Glacier parametrization . . . . .	94
III.1.5.4. Experimental set-up. . . . .	96
III.1.6. Results . . . . .	98
III.1.6.1. Impact of the snow and glacier parameterizations on the simulated results . . . . .	98
III.1.6.2. Simulated outflows and flow components . . . . .	102

III.1.7. Discussion . . . . .	106
III.1.7.1. Simulation of the discharge and flow components . . . . .	106
III.1.7.2. Representation of the cryospheric processes in the model . . . . .	107
III.1.7.3. Uncertainties and other open-ended questions. . . . .	109
III.1.8. Conclusions . . . . .	111
III.2. Résultats complémentaires . . . . .	112
III.2.1. Compléments sur l'analyse du bilan hydrologique simulé dans le bassin de Pheriche . . . . .	112
III.2.2. Impact de la représentation des processus cryosphériques sur les débits mensuels et journaliers simulés . . . . .	113
III.3. Étude de l'évènement du typhon Phailin en octobre 2013 . . . . .	116
III.4. Synthèse . . . . .	119

---



L'objectif de chapitre est de comprendre les différentes origines des écoulements dans le bassin de Pheriche et de les quantifier à l'aide du modèle hydro-glaciologique DHSVM-GDM. Pour atteindre cet objectif, une nouvelle paramétrisation de la neige et de la glace dans DHSVM-GDM est proposée dans ce chapitre afin d'adapter le modèle à notre région d'étude et de prendre en compte certains processus cryosphériques qui n'étaient jusqu'alors pas représentés. Les simulations réalisées avec la nouvelle version du modèle permettront d'analyser le bilan hydrologique simulé dans le bassin de Pheriche à différentes échelles temporelles (annuelles, mensuelles, journalières et horaires) pour comprendre les processus hydrologiques en jeu dans le bassin et pour estimer les contributions glaciaires et nivales aux écoulements.

Ce chapitre aborde également l'incertitude liée à la représentation des processus cryosphériques dans un modèle hydro-glaciologique puisque les processus liés à l'évolution du couvert neigeux et des glaciers ne sont pas encore tous compris et font encore l'objet d'études glaciologiques. Le second objectif de ce chapitre est d'analyser l'impact de la représentation de certains processus choisis sur les résultats de simulation du couvert neigeux et de l'évolution des glaciers ainsi que sur l'estimation des contributions aux écoulements.

---

## **III.1. Publication : Quantification of different flow components in a high-altitude glacierized catchment (Dudh Koshi, Nepalese Himalaya)**

Cette section est composée d'une publication récemment soumise dans Hydrology and Earth System Sciences. La publication rédigée en anglais est précédée d'un résumé en français.

### **III.1.1. Résumé**

Dans un contexte de changement climatique et d'accroissement de la population, la compréhension de l'origine des écoulements est une problématique essentielle pour évaluer la disponibilité de la ressource en eau actuelle et anticiper la gestion de l'eau future dans les régions en aval. Cet article estime les contributions relatives de la pluie, la fonte de neige et de glace aux écoulements de la rivière du Khumbu (bassin de 146 km<sup>2</sup> situé dans la haute Dudh Koshi au Népal, englacé à 43 % et avec des altitudes comprises entre 4260 et 8848 m), ainsi que leurs variabilité saisonnière pendant la période 2012-2015, en appliquant le modèle glacio-hydrologique à base physique DHSVM-GDM. L'un des principaux problèmes rencontré en hydrologie dans les bassins versants englacés situé à haute altitude, est la représentation limitée des processus cryosphériques qui contrôlent l'évolution de la glace et de la neige, dans les modèles hydrologiques distribués. Ici, l'impact des différents paramètres de la neige et des glaciers a été testé en modifiant la paramétrisation initiale de l'albédo de la neige proposée dans DHSVM-GDM, en implémentant un module d'avalanche et en ajoutant un facteur de réduction de fonte pour les glaciers recouverts de débris. Trois types de données ont été utilisées pour

la validation de la simulation des processus cryosphériques et hydrologiques (des images satellites MODIS, des bilans de masse glaciaires et des mesures de débits in situ). Les résultats de cette étude montrent que la nouvelle version de DHSVM-GDM améliore la simulation du couvert neigeux et des bilans de masse glaciaires, et augmente ainsi la fiabilité générale de la simulation hydrologique. Les simulations réalisées dans le bassin de Pheriche montrent que les fontes de la glace et de la neige contribuent chacune à plus de 40 % de l'écoulement annuel et que les surfaces englacées produisent 69 % de l'écoulement. Les simulations montrent également que les débits hivernaux sont principalement contrôlés par la libération de l'eau liquide stockée dans les réservoirs glaciaires. Le choix d'une paramétrisation donnée pour les processus de la neige et des glaciers a un impact significatif sur le bilan hydrologique simulé : les différentes paramétrisations testées dans cette étude conduisent à une estimation de la contribution de la fonte de glace comprise entre 45 et 70 % de l'écoulement annuel. Enfin, la sensibilité du modèle à l'inventaire des glaciers a été testée, permettant d'établir que l'incertitude liée à la surface englacée entraîne une incertitude de 20 % sur l'estimation la contribution de la fonte glaciaire aux écoulements.

### **III.1.2. Abstract**

In a context of climate change and water demand growth, understanding the origin of water flows in the Himalayas is a key issue for assessing the current and future water resources availability and planning the future uses of water in downstream regions. This study estimates the relative contributions of rainfall, glacier and snow melt to the Khumbu River streamflow (Upper Dudh Koshi, Nepal, 146 km<sup>2</sup>, 43 % glacierized, elevation range from 4260 to 8848 m a.s.l.), as well as their seasonal variability during the period 2012-2015, by using the physically based glacio-hydrological model DHSVM-GDM (Distributed Hydrological Soil Vegetation Model - Glaciers Dynamics Model). One of the main issues in high elevated and glacierized catchments hydrology is the limited representation of cryospheric processes, which control the evolution of ice and snow, in distributed hydrological models. Here, the impact of different snow and glacier parameterizations was tested by modifying the original DHSVM-GDM snow albedo parameterization, by adding an avalanche module, and by adding a reduction factor for the melt of debris covered glaciers. The validation of the snow, glacier and hydrological processes was established using three types of validation data (MODIS images, glacier mass balances and in situ discharge measurements). Results show that this new version of DHSVM-GDM improves the simulation of the snow covered area and the glacier mass balances, thus improving the reliability of the overall hydrological simulation. In the presented case study, ice and snow melt contribute each more than 40 % to the annual outflow. 69 % of the outflow originates from glacierized areas. Our simulations also highlight that winter flows are mainly controlled by the release from the englacial water storage. The choice of a given parametrization for the snow and glacier processes has a significant impact on the simulated water balance : the different parametrizations tested in this study lead to an ice melt contribution to the outflow ranging from 45 to 70 %. The sensitivity of the model to the glaciers inventory was tested, demonstrating that the uncertainty related to the glacierized surface leads to an uncertainty of 20 % on the simulated ice melt component.

### III.1.3. Introduction

The Himalayan mountain range is known for being the water tower of Central and South Asia [IMMERZEEL et al., 2010]. Its high elevated glaciers and snow cover play an important role in the regional hydrological system [KASER et al., 2010; RACOVITEANU et al., 2013] and provide water resources for the population living in the surrounding countries [VIVIROLI et al., 2007; SINGH et al., 2016; PRITCHARD, 2017].

In the Hindu Kush-Himalaya (HKH) region climate change is expected to cause shrinkage of the snow and ice cover [BOLCH et al., 2012; BENN et al., 2012; KRAAIJENBRINK et al., 2017]. Changes in glacier and snow cover runoff are likely to have a significant impact on the hydrological regime [AKHTAR et al., 2008; IMMERZEEL et al., 2012b; LUTZ et al., 2014; NEPAL, 2016]. Development of tourism is also affecting the accessibility to water during the peak of tourist season. In the Everest region in Nepal water needs have increased within the past decades due to higher demand in water supply for tourists and hydroelectricity production, leading to water shortage during months with low flows (winter and spring) [MCDOWELL et al., 2013]. Understanding the past and present hydrological regime and more particularly estimating the seasonal contribution of ice melt, snowmelt, and rainfall to outflows is thus a key issue for managing water resources within the next decades. Indeed, the quantification of the ice melt contribution enables to assess the proportion of water currently available which is coming from a long term accumulation in the glaciers, and thus to assess the annual decrease of the basin water storage due to glacier melt. Moreover, knowing the fraction of snow melt, ice melt, and rainfall to the river outflow, and understanding their hydrological pathways can give insights into how much water is currently seasonally delayed and how the seasonal outflow and the overall water balance might be impacted in the future when this delay changes or if the ratio snowfall to rainfall changes [BERGHUIJS et al., 2014].

Recent studies have estimated present glacier and snow melt contributions to the outflow in Nepalese Himalayan catchments [e.g., ANDERMANN et al., 2012; SAVÉAN et al., 2015; RAGETTLI et al., 2015] and simulated future hydrological regimes using glacio-hydrological models [REES & COLLINS, 2006; NEPAL, 2016; SONCINI et al., 2016]. Results have demonstrated large differences in the estimates of the contribution of glaciers to the annual outflows of the Dudh Koshi catchment in Nepal, which range from 4 to 60 % [ANDERMANN et al., 2012; RACOVITEANU et al., 2013; NEPAL et al., 2014; SAVÉAN et al., 2015].

One of the main sources of uncertainty in modelling the outflow of Himalayan catchments is the representation of cryospheric processes, which control the evolution of ice and snow-covered surfaces in hydrological models. For instance, the representation of the debris covered glaciers in glacio-hydrological models is a challenge. Debris covered glaciers represent about 23 % of all glaciers in the Himalaya-Karakoram region (Scheler et al, 2011). The debris layers have been expanding during the last decades due to the glacier recession [SHUKLA et al., 2009; BHAMBRI et al., 2011; BENN et al., 2012] and are expected to keep expanding in the near future due to global warming [ROWAN et al., 2015]. Since the study of ØSTREM [1959] it is known that the debris thickness has a strong impact on the meltwater generation, which means that a good representation of the debris covered glaciers in glacio-hydrological models is essential for estimating the right amount of meltwater generated in glacierized catchment in the Himalayas. Many other cryospheric processes such as the liquid water

storage and transfer through glaciers, snow transport by avalanches or wind, glacial lake dynamics and snow albedo evolution are either very simplified or not at all represented by the models [CHEN et al., 2017]. It is therefore important to estimate the impact of such simplified representations of cryospheric processes on modelling results.

Delineation of the glacierized areas is another key entry-element to the glacio-hydrological model. Glacier inventories are commonly used as forcing data to delineate glacierized areas in glacio-hydrological modelling studies. There are three global major glacier inventories such as the World Glacier Inventory [COGLEY, 2009], GlobGlacier [PAUL et al., 2009] and the Randolph Glacier Inventory [PFEFFER et al., 2014], and several regional glacier inventories in the HKH region (ICIMOD [BAJRACHARYA et al., 2010], RACOVITEANU et al. [2013]), showing substantial differences. These can be due to the definition of the glacierized area itself [PAUL et al., 2013 ; BRUN et al., 2017] as well as to the characteristics of the satellite image (date, resolution, spectral properties) used for the delineation [KÄÄB et al., 2015], and to difficulties related to the interpretation of satellite images for outlying the glaciers, especially when they are debris covered [BHAMBRI et al., 2011 ; RACOVITEANU et al., 2013 ; ROBSON et al., 2015]. Thus, the question whether the glacier delineation has a significant impact on the model results needs to be addressed.

These issues of the representation of cryospheric processes and of glaciers delineation in the hydrological modelling are addressed in the present study by (i) adapting the parameterization of the snow albedo evolution of DHSVM-GDM, in order to improve the simulation of the snow cover dynamics ; (ii) implementing an avalanche module ; (iii) introducing a melting factor for debris covered glaciers and (iv) testing the sensitivity of simulated outflows and flow components with respect to these modifications as well as to glacier delineation for three different outlines coming from different glacier inventories. Both in-situ measurements and satellite data were used for evaluating the outflow simulations as well as snow cover and glacier evolutions focusing on a small headwater catchment.

An uncertainty on the estimation of the glacier contribution also results from how the contributions to the outflow are defined. There are indeed several ways to define the glacier contribution to runoff [RADIĆ & HOCK, 2014] : it can be either considered as the total outflow coming from glacierized areas, the outflow produced by the glacier itself (snow, firn and ice melt) or the outflow produced only by the ice melt. The definition of the glacial contribution is dependent to the hydrological model (distributed or lumped, representation of glaciers and snow in the model) and cannot always be chosen. In the Dudh Koshi basin, ANDERMANN et al. [2012] ; RACOVITEANU et al. [2013] ; SAVÉAN et al. [2015] estimated the fraction of the outflow produced by ice melt, whereas NEPAL et al. [2014] defined the glacier contribution as the fraction of the outflow coming from glacierized areas. Here, flow components were estimated using two different definitions of the hydrological contributions in order to control and make the best evaluation of all the terms of the water balance. Finally, the model results are analyzed at the annual, monthly, daily and sub-daily scale in order to explain the origin of the water flows and their seasonal and daily variations.

### III.1.4. Study area

This study focuses on the Pheriche sub-catchment of the Dudh Koshi basin (outlet at coordinates 27.89 N, 86.82 E) located in Nepal on the southern slopes of Mt. Everest in the Sagarmatha National

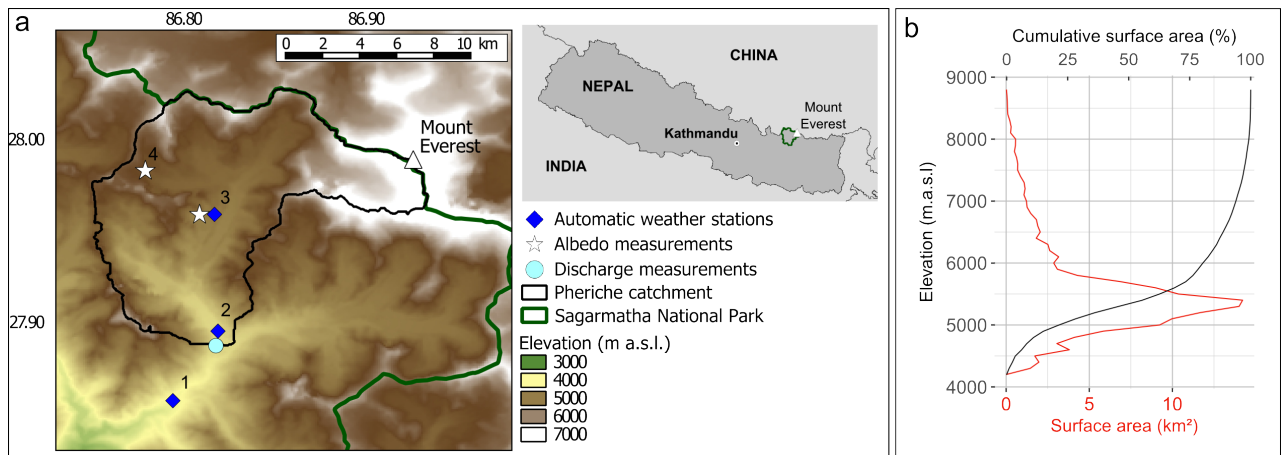


FIGURE III.1 – Study area : (a) Location map of Pheriche catchment (black) in the Sagarmatha National Park (green) in Nepal. Characteristics of the meteorological stations are summarized in Table IV.1. (b) Hypsometric curve of the Pheriche catchment.

Park (SNP) (Fig. IV.1). The catchment's area is 146 km<sup>2</sup> and its elevation extends from 4260 to 8848 m a.s.l.

Local climate is mainly controlled by the Indian summer monsoon [BOOKHAGEN & BURBANK, 2006] and is characterized by four different seasons : a cold dry winter from December to March with limited precipitation, a warm and moist summer with most of the annual precipitation occurring during the monsoon from June until September, and two transition seasons : the pre-monsoon season in April and May and the post-monsoon season in October and November [SHRESTHA et al., 2000]. At 5000 m, the annual precipitation is around 600 mm of and the mean monthly temperature ranges from -8.4C in January to 3.5C in July, according to temperature and precipitation data from the Pyramid EvK2 station (Fig. III.2 and Table IV.1). The hydrological regime follows the precipitation cycle with high flows during the monsoon season, when most of the annual precipitation occurs, complemented by the melting of snow and ice, and low flows during winter.

Due to high elevation, the vegetation in the catchment is scarce. The basin area is mainly covered by rocks and moraines (43 %) [BAJRACHARYA et al., 2010] and glaciers (43 %) [RACOVITEANU et al., 2013]. Only 14 % of the basin area is covered by grasslands and shrublands. Glaciers belong to the summer-accumulation type [WAGNON et al., 2013] and are partially fed by avalanches [KING et al., 2016 ; SHERPA et al., 2017]. 60 % of the glaciers are located between 5000 and 6000 m a.s.l.. Debris-covered glaciers are found at low elevations mainly on the ablation tongues of the glaciers (Fig. III.3). According to the RACOVITEANU et al. [2013] glacier inventory, they represent 30 % of the glacierized area with smaller melting rates at similar elevations than debris-free glaciers due to the insulating effect of the debris layer [VINCENT et al., 2016].

### III.1.5. Data and model setup

#### III.1.5.1. Database

To describe the topography of the study area, an ASTER DEM originally at 30 m resolution was resampled to a 100 m resolution. The SOTER Nepal soil classification [DIJKSHOORN & HUTING,

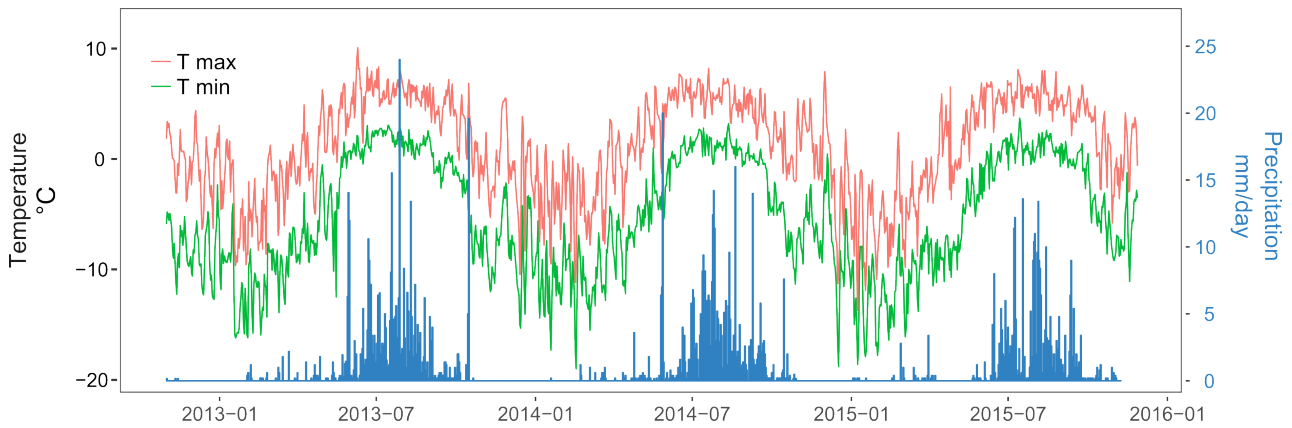


FIGURE III.2 – Daily minimal and maximal air temperature and daily precipitation measured at the Pyramid station.

N°	Name	Elevation (m)	Lat (°)	Lon (°)	Measured parameters	Manager
1	Pangboche	3950	27.857	86.794	T, P	IRD
2	Pheriche	4260	27.895	86.819	T, P, WS, RH, SWin	EvK2-CNR, IRD
3	Pyramid	5035	27.959	86.813	T, P, WS, RH, SWin, SWout, LWin	EvK2-CNR, IRD
4	Changri Nup	5363	27.983	86.779	SWin, SWout	GLACIOCLIM

Tableau III.1 – Location of measurements. T : air temperature, P : precipitation, WS : wind speed, RH : relative humidity, SWin : incoming shortwave radiation, SWout : outgoing shortwave radiation, LWin : incoming longwave radiation.

2009] and a landcover classification from ICIMOD [BAJRACHARYA, 2014] were used for the soil and landcover description.

Meteorological data were available at hourly time steps from three automatic weather stations (AWS) located at Pangboche (3950 m a.s.l.), Pheriche (4260 m a.s.l.) and Pyramid (5035 m a.s.l.) (Table IV.1). Since December 2012, the precipitation has been recorded at the Pheriche and Pyramid AWS by two Geonor T-200 sensors designed to measure both liquid and solid precipitations. Data were corrected for potential undercatch following the method used by LEJEUNE et al. [2007] and SHERPA et al. [2017]. Precipitation at the Pangboche station was recorded with a tipping bucket. Air temperature, wind speed, relative humidity short-wave radiation and long-wave radiation measurements at Pheriche and Pyramid were provided by the EvK2-CNR stations.

Discharge measurements of the Khumbu River at Pheriche were obtained using a pressure water level sensor at a 30 minutes time step since October 2010.

The MODImLab algorithm developed by SIRGUEY et al. [2009] was applied to MODIS reflectances data to obtain daily albedo and snow fraction satellite images for the period 2010-2015. We used the SIRGUEY et al. [2009] algorithm rather than the MOD10A1 500 m snow products because it generates daily regional snow cover images at 250 m resolution and applies corrections on atmospheric and topographic effects which makes the snow cover maps more realistic on mountainous areas. 27 cloud free Landsat8 images were used to generate snow maps at 30 m resolution between 1 November 2014 and 31 December 2015. A NDSI (Normalized-Difference Snow Index) threshold of 0.15 was taken to separate snow free and snow covered pixels on Landsat8 data as proposed by ZHU & WOODCOCK [2012]. Daily snow cover maps were then retrieved from the MODImLab snow fraction product : areas with a snow fraction above 0.15 were defined as snow covered areas so that the MODImLab



Glacier outline	Area	Satellite imagery used for delineation	Acquisition dates	Spatial resolution of the satellite images used for delineation
RACOVITEANU et al. [2013]	Dudh Koshi, Langtang	ASTER, IKONOS-2	2003-2008	1 - 90 m
GAMDAM [NUIMURA et al., 2015]	Asian glaciers	SRTM, LANDSAT	1999-2003	30 - 120 m
ICIMOD [BAJRACHARYA et al., 2010]	Nepal	IKONOS, LANDSAT, ASTER	1992-2006	1 - 120 m

Tableau III.2 – Glacier outlines characteristics

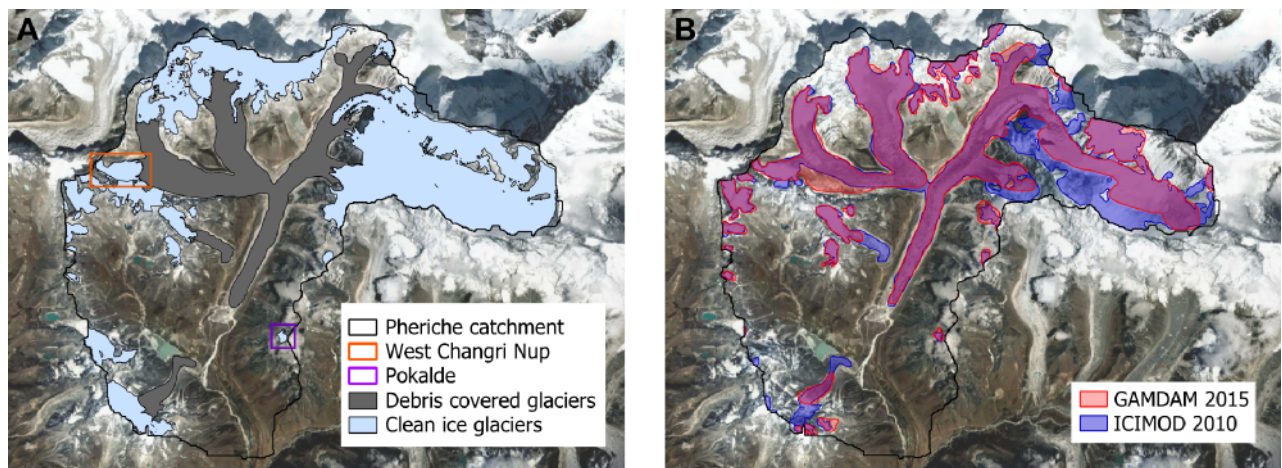


FIGURE III.3 – Glacier outlines in the Pheriche catchment. (a) Clean glaciers and debris-covered glaciers from RACOVITEANU et al. [2013] and location of the clean ice West Changri Nup and Pokalde glaciers (b) GAMDAM (red) and ICIMOD (blue) glacier outlines

Snow cover area (SCA) matches the Landsat8 SCA on the common dates. For the rest of this study we call MODIS data albedo and snow cover data obtained with the MODImLab algorithm. We also used snow albedo data from in-situ measurements at Pyramid and Changri Nup (Table IV.1).

For describing the glacierized area in the basin we compared three different glacier outlines available as vector layers for the Khumbu region : the glacier delineation proposed by RACOVITEANU et al. [2013] specifically set up for the Dudh Koshi basin ; the GAMDAM inventory covering the entire Himalayan range [NUIMURA et al., 2015] ; and the ICIMOD inventory [BAJRACHARYA et al., 2010] (Fig. III.3). The three outlines have been derived on different grids, from different datasets at different spatial resolutions and covering different temporal periods (see Table III.2), thus leading at different results.

Mass balances estimated by SHERPA et al. [2017] for the clean-ice West Changri Nup and Pokalde glaciers located in the Pheriche basin (Fig. III.3) were used as reference, as well as mean annual glacier mass balances calculated over the Pheriche basin area for the period 2000-2016 by BRUN et al. [2017].

### III.1.5.2. Glacio-hydrological modelling

#### General description of the model

The glacio-hydrological model DHSVM-GDM (Distributed Hydrological Soil Vegetation Model - Glaciers Dynamics Model) was used for simulating outflows at Pheriche. DHSVM is a physically based, spatially distributed model which was developed for mountain basins with rain and snow hydrological regimes [WIGMOSTA et al., 1994; NIJSSEN et al., 1997; BECKERS & ALILA, 2004]. A glacier dynamics module was recently implemented in DHSVM by NAZ et al. [2014] to simulate glacier mass balance and the runoff production in catchments with glaciers, thus extending the application to ice dominated hydrological regimes. The resulting DHSVM-GDM simulates the spatial distribution and the temporal evolution of the principal water balance terms (soil moisture, evapotranspiration, sublimation, glacier mass balance, snow cover, and runoff) at hourly to daily time scales. It uses a two-layer energy and mass balance module for simulating snow cover evolution and a single layer energy and mass balance module for glaciers [ANDREADIS et al., 2009; NAZ et al., 2014] and has been applied in a number of studies for snow and cold regions hydrology [e.g., LEUNG et al., 1996; LEUNG & WIGMOSTA, 1999; WESTRICK et al., 2002; WHITAKER et al., 2003; ZHAO et al., 2009; BEWLEY et al., 2010; CRISTEA et al., 2014; FRANS et al., 2015]. Distributed meteorological data (air temperature, precipitation, relative humidity, wind speed, and shortwave and longwave incoming radiation) are requested as input, as well as distributed geographical information (elevation, soil type, landcover, soil depth, and ice thickness).

#### Snow albedo parametrization

In the original DHSVM-GDM version, the snow albedo  $\alpha_s$  [-] is set to its maximum value  $\alpha_{smax}$  (to be fixed either by calibration or from observed albedo values), after a snowfall event and then decreases with time according to the following equations [WIGMOSTA et al., 1994] :

$$\begin{aligned} \alpha_s &= \alpha_{smax} (\lambda_a)^{N^{0.58}} & \text{if } T_s < 0 \\ \alpha_s &= \alpha_{smax} (\lambda_m)^{N^{0.46}} & \text{if } T_s \geq 0 \end{aligned} \quad (\text{III.1})$$

Where  $N$  is the number of days since the last snowfall,  $\lambda_a$  [-] and  $\lambda_m$  [-] correspond to 0.92 and 0.70 for the accumulation season and the melt season, respectively, and  $T_s$  is the snow surface temperature [C].

MODIS albedo images and the albedo measurements from Pyramid and Changri Nup were used to analyse the decrease of snow albedo with age in various locations of our study area. Figure III.4 compares the observed albedo decay as a function of time for snow events with at least three consecutive days without clouds after the snowfall with the albedo parameterization in DHSVM-GDM. Since the observed values are not well represented by the standard albedo decrease, the parameterization was replaced by Eq. III.2, with a decay of the albedo when there is no new snowfall inspired by the ISBA model albedo parameterization [DOUVILLE et al., 1995] and with the fresh snow albedo modified as



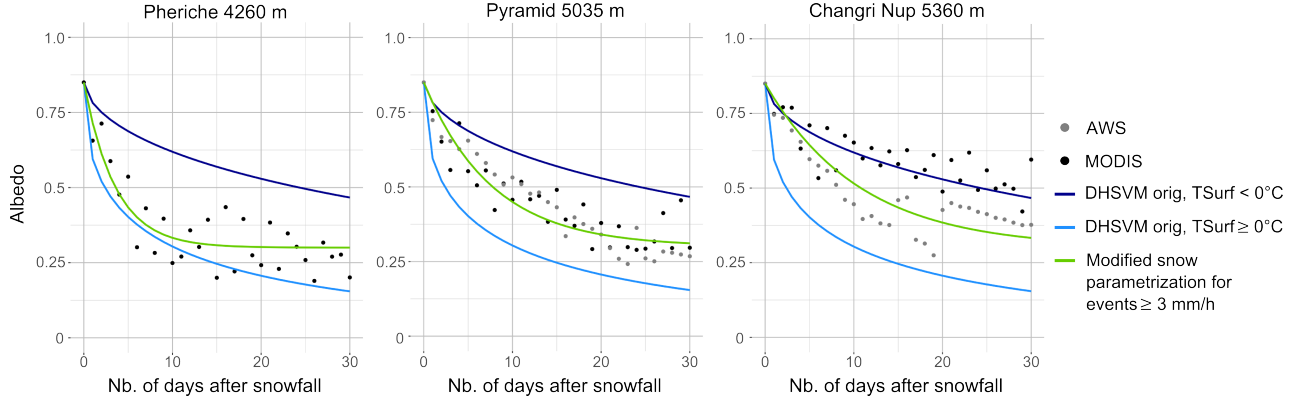


FIGURE III.4 – Original and modified parametrization of the snow albedo evolution in DHSVM-GDM and comparison with observed albedo data (2010-2015) in Pheriche, Pyramide and Changri Nup.

a function of the amount of snowfall :

$$\begin{aligned}
 \alpha_s &= (\alpha_{st-1} - \alpha_{smin}) \exp(-cN) + \alpha_{smin} & \text{if } i_{snowfall} = 0 \text{ mm/h} \\
 \alpha_s &= \max(0.6, \alpha_{st-1}) & \text{if } 0 \text{ mm/h} < i_{snowfall} \leq 1 \text{ mm/h} \\
 \alpha_s &= \max(0.6, \alpha_{st-1}) + (\alpha_{smax} - \max(0.6, \alpha_{st-1})) \frac{i_{snowfall} - 1}{3 - 1} & \text{if } 1 \text{ mm/h} < i_{snowfall} \leq 3 \text{ mm/h} \\
 \alpha_s &= \alpha_{smax} & \text{if } i_{snowfall} > 3 \text{ mm/h}
 \end{aligned} \tag{III.2}$$

Where  $\alpha_{st-1}$  is the albedo from the previous time step,  $\alpha_{smin}$  is the minimal snow albedo of 0.3 (estimated using the mean minimal albedo values observed at the station and on MODIS images),  $N$  is the number of days since the last snowfall,  $c$  is the coefficient of the exponential decrease [ $\text{days}^{-1}$ ], and  $i_{snowfall}$  the snowfall intensity [ $\text{mm/h}$ ]. Since the observed decrease is dependent on elevation, the coefficient  $c$  is calculated as a function of elevation according to Eq. III.3 :

$$c = 20 \exp(-0.001 Z) \tag{III.3}$$

Where  $Z$  is the elevation of the cell in m a.s.l.

The new function for the decrease of the snow albedo is also shown in Fig. III.4.

#### Avalanches parametrization

The transport of snow by avalanches is not represented in the original version of DHSVM-GDM. The absence of avalanches in the model can lead to an unrealistic accumulation of snow in steep high elevated cells, where the air temperature remains below 0 C, and to a deficit of snow in the lower areas, where snow melt occurs during the melting season. The simulated water balance directly depends on the snow cover, thus not considering avalanches can lead to significant errors. In order to address these discrepancies, an avalanche module inspired by WORTMANN et al. [2016] was implemented in DHSVM-GDM. The avalanche model transfers snow to downslope neighbour cells under the following conditions :

- if the terrain slope is steeper than 35° and the amount of dry snow water equivalent (total snow water equivalent minus liquid water content) is higher than 30 cm : 5 cm of snow water equivalent remains in the cell and the rest is removed by avalanches ;

- if the terrain slope is less steep than 35° but the difference in snow water equivalent compared to the downslope neighbour cells is larger than 50 cm : 95 % of the difference is removed by avalanches.

The transfer of snow by avalanches is based on the surface runoff routing in DHSVM-GDM : at every time step starting from the highest cell of the DEM to the lowest, each cell can transfer snow to its closest downslope neighbour cells (between 1 and 4 cells). Within the same time step, the amount of snow in the receiving cells is actualised and the avalanches propagate downslope until the conditions cited above are no longer respected.

### III.1.5.3. Glacier parametrization

The distributed ice thickness is derived from the terrain slope following the method described in HAEBERLI & HÖLZLE [1995].

Since the standard DHSVM-GDM model does not take into account the impact of the debris layer on melting of the glaciers, the insulating effect of the debris layer is not represented. Here, we implemented a reduction factor for ice melt generated in grid cells with debris-covered glaciers (see Sect. III.1.5.4).

Moreover, in the original DHSVM-GDM version, glacier melt is instantaneously transferred to the soil surface which is parameterized as bedrock under glaciers [NAZ et al., 2014]. This significantly underestimates the transfer time through glaciers. In this study we modified the soil parameterization in glacierized areas by increasing the soil depth to 2 m under glaciers. This modification of the soil depth under glaciers enables to compensate the absence of representation of the englacial liquid water storage in the model. This new parametrization also implies to change the values of three soil parameters under glaciers : the vertical and the lateral conductivities, as well as the porosity (Table C.3). These were fixed by optimizing the recession shape of the hydrographs.

### Quantification of the flow components

Quantifying the relative contributions of ice melt, snow melt and rainfall in the river discharge at different time scales is a difficult task because hydrological models usually do not track the origin of water particles during transfer within the catchment [WEILER et al., 2018]. There are also different ways of defining the origins of the streamflow. WEILER et al. [2018] lists three types of contributions : 1) contributions from the source areas i.e. from each class of landcover , 2) contributions from the runoff generation (overland flow, subsurface flow, and groundwater flow), and 3) input contributions (ice melt, snowmelt, and rain).

In this study, two different definitions were used to estimate the hydrological contributions. First, we estimate the input contributions (ice melt ( $V_{icemelt}$ ), snow melt ( $V_{snowmelt}$ ), and net rainfall ( $V_{rainNet}$ )) to the total production of runoff ( $V_{runoff}$ ) (definition 1) according to the following equa-

tions :

$$V_{runoff} = V_{icemelt} + V_{snowmelt} + V_{rainNet} \quad (III.4)$$

$$V_{icemelt} = V_{glAcc} - S_{ice} - \frac{dI_{wq}}{dt} \quad (III.5)$$

$$V_{snowmelt} = P_{solid} - S_{snow} - V_{glAcc} - \frac{dS_{wq}}{dt} \quad (III.6)$$

$$V_{rainNet} = P_{liquid} - E_{int} \quad (III.7)$$

$$Q = V_{runoff} + ET \quad (III.8)$$

Where  $V_{glAcc}$  is the amount of snow that is transferred to the ice layer by compaction on glaciers [NAZ et al., 2014],  $S_{ice}$  and  $S_{snow}$  are the amounts of sublimation from the ice and snow layers,  $\frac{dI_{wq}}{dt}$  and  $\frac{dS_{wq}}{dt}$  are the variations of the ice and snow storages,  $P_{solid}$  and  $P_{liquid}$  are the amounts of solid and liquid precipitation, and  $E_{int}$  is the amount of evaporation from intercepted water stored in the canopy. It is worth noting that the sum of these contributions  $V_{runoff}$  is not equal to the outflow at the catchment outlet  $Q$  as it represents all liquid water reaching the soil surface (before infiltration in the soils and glaciers and before evapotranspiration  $ET$ ). Moreover, at daily or monthly time scale,  $V_{runoff}$  may not be equal to  $Q - ET$  as liquid water can be stored by or evacuated from the soil or glaciers.

In order to evaluate the seasonal components of the outflow at the catchment's outlet, we also define the hydrological contributions as fractions of the outflow coming from the different contributive areas (definition 2) :

- direct glacier contribution : direct runoff from glacierized areas,
- delayed glacier contribution : resurging melt water stored inside glaciers,
- direct snow contribution : direct outflow from snow covered non-glacierized areas,
- direct runoff : direct runoff from areas without snow and glaciers,
- subsurface and groundwater contribution : resurging water from the soil in non-glacierized areas resulting from infiltrated rainfall, snow melt, as well as upstream lateral subsurface flows.

These contributions are obtained from the amount of water reaching the soil surface simulated by DHSVM-GDM. On each grid cell, this volume is a mix of ice melt, snowmelt and rainfall and can either infiltrate in the soil or produce runoff. The definition 2 combines contributions from source areas (glacierized and non-glacierized areas) and contributions from runoff generation (direct runoff, englacial contribution, and soil contribution).

Figure III.5 illustrates the two definitions of the different contributions to outflows. Definition 1 allows assessing the annual impact of glaciers and snow cover on the water production, while Definition 2 describes the intra-annual routing of the water within the catchment. Moreover, using the two definitions allows to directly compare our results with other hydrological modelling studies in the Dudh Koshi basin, which have estimated glaciers contributions either from effective ice melt [SAVÉAN et al., 2015 ; RAGETTLI et al., 2015 ; SONCINI et al., 2016] or runoff from glacierized areas [IMMERZEEL et al., 2012b ; NEPAL et al., 2014]. Further, we assessed the impact of the definition of hydrological components on the estimated glaciers contribution.

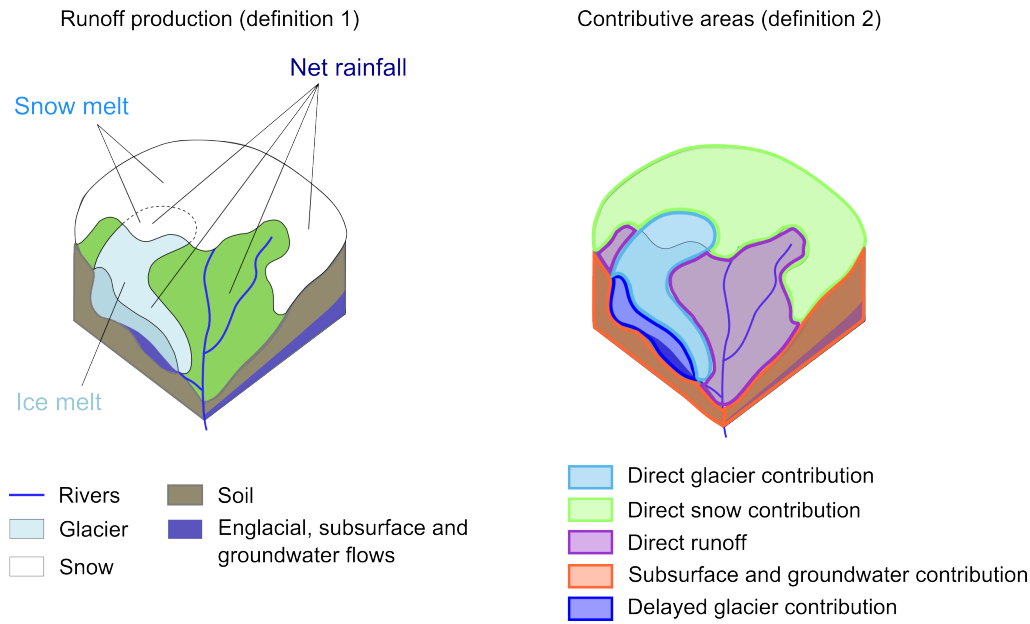


FIGURE III.5 – Definitions of the flow components.

Flow components were estimated for the period 2012-2015 at annual scale, on the basis of the glaciological year (from 1 December to 30 November), as well as monthly, daily, and sub-daily scales, in order to have a better understanding of the seasonal variation of the hydrological contributions.

#### III.1.5.4. Experimental set-up

Simulations were run with a 1 h time step and a spatial resolution of 100 m for the period from 1 November 2012 to 27 November 2015 corresponding to the period with most available meteorological and discharge data.

A soil depth map was derived from the DEM using the method proposed in the DHSVM-GDM documentation [WIGMOSTA et al., 1994]. As a result, soil depth outside glacierized areas ranges between 0.5 and 1 m. Under the glaciers, the soil depth was set to 2 m. All parameter values retained for the simulations (with no calibration) are summarized in Appendix C.

In order to test the impact of the representation of the cryospheric processes on the hydrological modelling, we performed simulations with the four following configurations :

- v0 : original DHSVM-GDM snow and glacier parameterization ;
- v1 : modified snow albedo parameterization ;
- v2 : modified snow albedo parameterization and avalanche module ;
- v3 : modified snow albedo parameterization, avalanche module and melt coefficient for debris covered glaciers.

All four configurations were run with the RACOVITEANU et al. [2013] glaciers outline. Concerning the melt of the debris-covered glaciers, we use a reduction factor of 0.4 as estimated by VINCENT et al. [2016] from a study on uncovered and debris covered areas of the Changri Nup glacier.

Using configuration v3, we also tested the impact of using different glaciers outlines (the GAM-DAM and ICIMOD inventories were also considered for simulations). The debris-covered glacier melt reduction factor estimated in KONZ et al. [2007], NEPAL et al. [2014] and SHEA et al. [2015] are

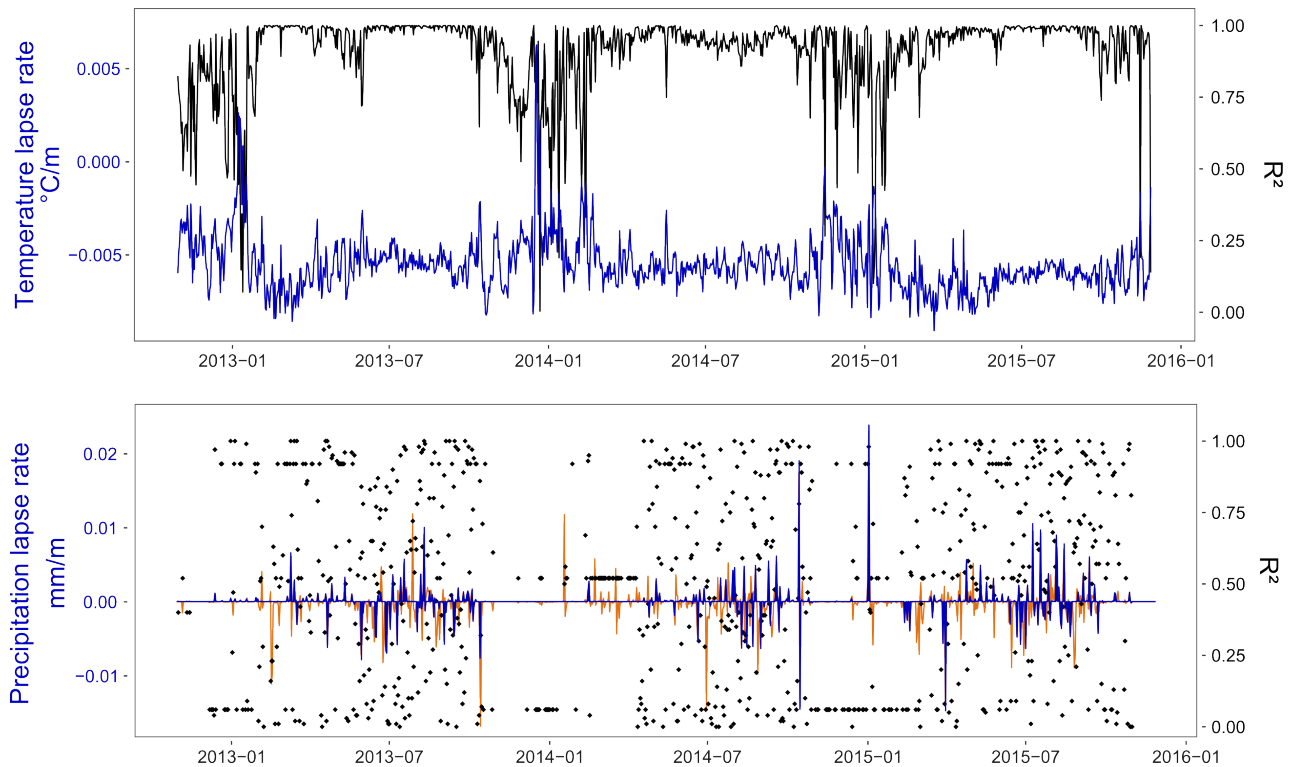


FIGURE III.6 – Daily temperature and precipitation lapse rates. Discarded precipitation lapse rates (with a  $R^2 < 0.75$ ) are represented in orange.

respectively equal to 0.3, 0.33 and 0.47. Thus, values between 0.3 and 0.5 were also considered (in addition to the reference of 0.4) in order to evaluate the sensitivity of the model to the debris covered glacier reduction factor.

### Model forcing

Meteorological data from the Pheriche and Pyramid stations (Table IV.1) were spatialized over the basin by an inverse distance interpolation method. Altitudinal lapse rates of precipitation and temperature were calculated at 1 h time step from data collected at Pangboche (3950 m a.s.l.), Pheriche (4260 m a.s.l.) and Pyramid (5035 m a.s.l.) (Fig. III.6). Only significant lapse rates with  $R^2$  values higher than 0.75 were retained for precipitation (43 % of the dataset). For smaller  $R^2$ , the lapse rate is considered as not significant and thus set to 0.

In this study, the precipitation lapse rates show a large seasonal variability with daily lapse rates ranging from  $-41$  to  $9 \text{ mm km}^{-1}$ . Precipitation decreases with elevation during the monsoon season and increases with elevation in winter : during the simulation period, we found 450 days (40 %) with no precipitation, 83 days (8 %) with a strictly negative lapse rate and 165 days (15 %) with a strictly positive lapse rate. Concerning temperatures, daily lapse rates range from  $-0.009$  to  $+0.006 \text{ C m}^{-1}$ . We found only 10 days (1 %) showing a temperature inversion with a positive daily lapse rate.

### Model evaluation

A multi criteria evaluation was made considering simulated outflows, SCA and glacier mass balances. Discharge measurements at Pheriche station were used as reference for the evaluation of simulated outflows. A 15 % confidence interval was retrieved as representative of the uncertainty of measured discharge. Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE) [NASH & SUTCLIFFE, 1970] and Kling-Gupta

Efficiency (KGE) [GUPTA et al., 2009] were chosen as objective functions and applied to daily discharges. The simulated SCA was evaluated in comparison to daily SCA derived from MODIS images. Because a large number of MODIS images suffer from cloud coverage, we only compared the simulated and observed SCA during days with less than 5 % of cloud cover on the catchment. The simulated glacier mass balances were evaluated at basin scale by a comparison with published regional geodetic mass balances and at local scale using available stake measurements on the clean ice West Changri Nup and the Pokalde glaciers [SHERPA et al., 2017].

## III.1.6. Results

### III.1.6.1. Impact of the snow and glacier parameterizations on the simulated results

This section presents the simulation results obtained with the different configurations of the model DHSVM-GDM (configurations v0, v1, v2, and v3, see ch. III.1.5.4) and the analysis of the impact of the snow and glacier parameterizations on the annual outflow, the daily SCA, annual glacier mass balances.

#### Annual outflow

Figure III.7 represents the annual outflow and flow components (definition 1) simulated with the different model configurations, indicating the impact of each modification of the snow and glacier parameterization on the simulated annual outflow and the glacier contribution to the runoff. Configuration v1 leads to a drastically increased outflow due to an enhanced ice melt component. Implementing the avalanche module (v2) reduces the ice melt component and increases the snow melt component by 21 %. Configuration v3 including debris-covered glaciers further reduces the ice melt, resulting in a simulated annual outflow close to the observations.

Figure III.7 shows that configuration v2, which does not consider the debris-covered glaciers, overestimates the outflow at Pheriche with a mean bias of +32 % compared to the annual observed outflow. Without the debris layer, the ice melt component represents 817 mm, which is nearly twice the amount of ice melt obtained with v3 that includes debris-covered glacier melt.

The configuration with all three modifications (v3) gives results similar to the original parameterization of DHSVM-GDM (v0) in terms of glacier mass balance, improving slightly the annual outflow. The ice melt factor for debris covered glaciers and the avalanches compensate the increase of ice melt caused by the new snow albedo parameterization, but the modifications implemented in v3 impact the results for the flow components : on average, less ice melt and more snow melt are generated. Moreover, the configuration v3 modifies the seasonal variation of the outflow by increasing winter discharges and reducing monsoon discharges (not illustrated here) which improves the daily NSE and KGE (Table III.3).

	v0	v1	v2	v3
NSE	0.87	0.53	0.74	0.91
KGE	0.83	0.5	0.65	0.88

Tableau III.3 – NSE and KGE values calculated on the daily discharges on the period 2012-2015 for each model configuration.

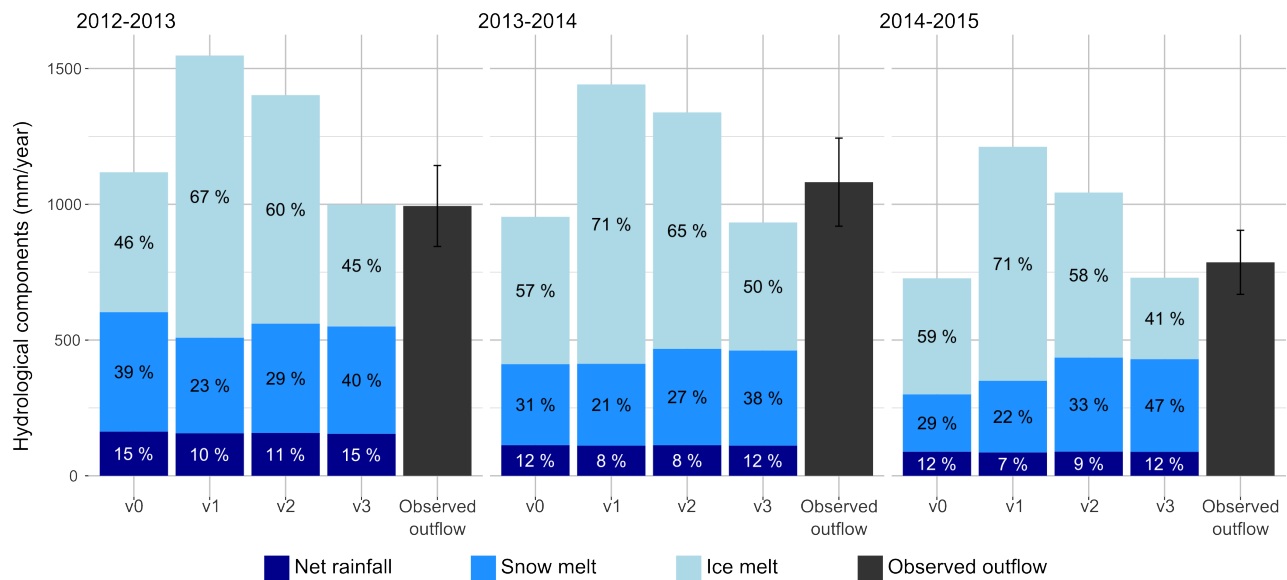


FIGURE III.7 – Simulated annual hydrological contributions (Definition 1) to Pheriche outflow for 3 glaciological years from 12/2013 to 11/2015.

### Snow cover dynamics

Figures III.8 and III.9 compare the simulated snow cover area (SCA) and duration obtained with the configurations v0, v1, v2, and v3 to data derived from MODIS images. The SCA is strongly overestimated using the original parameterization v0 : Figure III.8 shows that after full coverage it does not decrease fast enough compared to the MODIS data. Figure III.9 demonstrates that the snow cover duration is over-estimated for the entire catchment area. This indicates that in the simulations snow does not melt fast enough using the original parameterization. Configuration v1 with the modified snow albedo parameterization (Eq. III.2) accelerates the snow melt and improves the SCA simulation (Fig. III.8). The RMSE between the simulated and observed SCA decreases from 29 % using v0 to 14 % using v1 and v2. Figure III.9 shows that with configuration v1 in some areas located at high elevation the snow cover duration is underestimated. This bias is rectified in configuration v2 since the avalanche module transfers snow from high elevated and sloping cells downward and corrects the lack of snow simulated with configuration v1 at the edges of the permanent snow cover (Fig. III.9). The results for the SCA and snow cover duration using the configurations v2 and v3 are the same since only the ice melt rate for debris covered glaciers is modified.

### Glacier mass balances

Figure III.10 compares the simulated mean annual glacier mass balances obtained with the different model configurations with mass balances determined with geodetic methods [BOLCH et al., 2012 ; GARDELLE et al., 2013 ; NUIMURA et al., 2015 ; KING et al., 2016 ; BRUN et al., 2017]. These geodetic

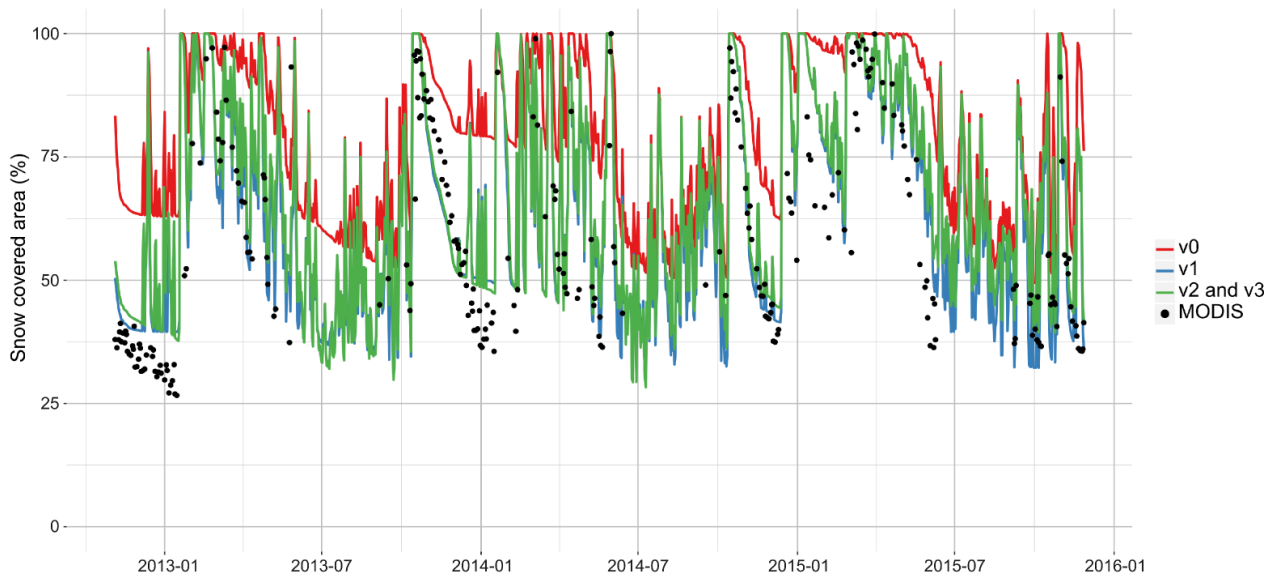


FIGURE III.8 – Comparison of the MODIS SCA and the simulated daily SCA with the four modelling configurations (v0, v1, v2 and v3) for the Pheriche catchment.

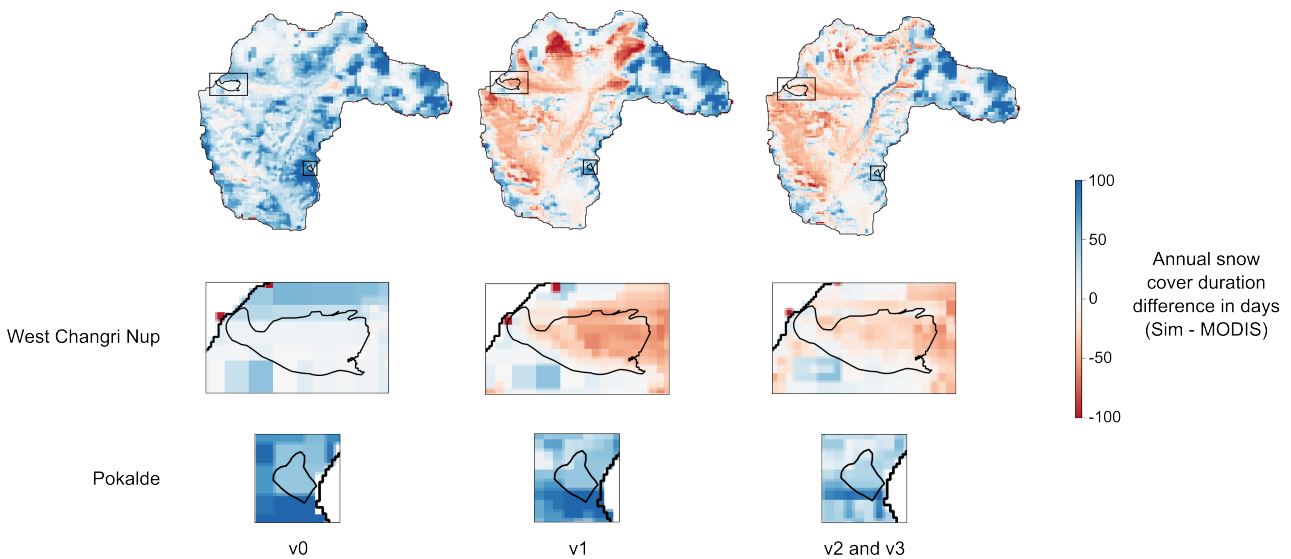


FIGURE III.9 – Difference between the mean annual snow cover duration simulated with DHSVM-GDM and derived from MODIS images (in days) for the Pheriche catchment (top panels), with a focus on West Changri Nup (medium panels) and Pokalde glaciers (bottom panels).



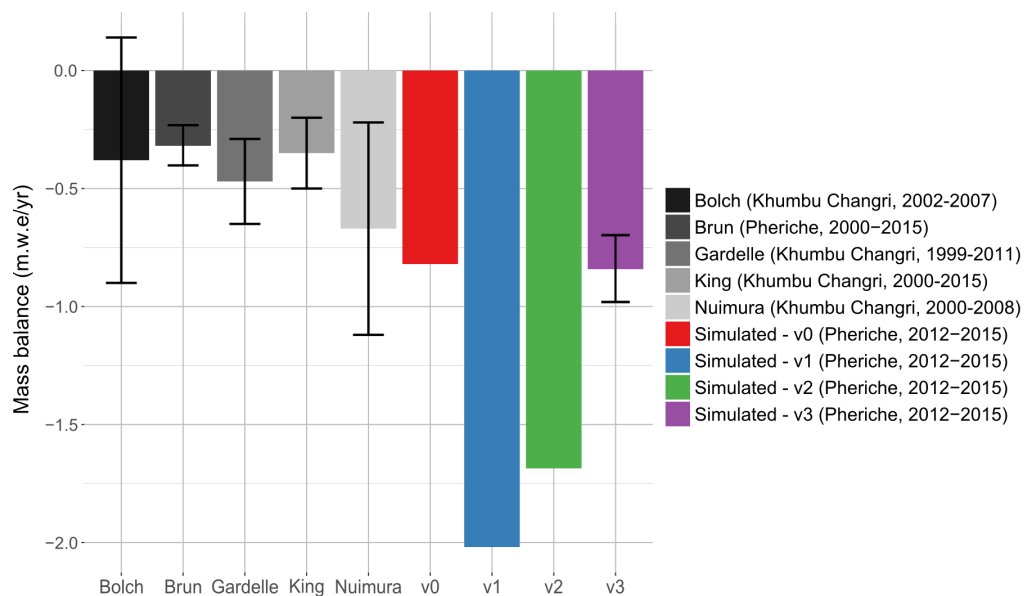


FIGURE III.10 – Mean annual glacier mass balances simulated with configurations v0, v1, v2 and v3. The error bar for configuration v3 represents the uncertainty related to the debris layer coefficient melt varying between 0.3 and 0.5.

mass balances range from  $-0.67 \pm 0.45$  m w.e.yr<sup>-1</sup> [NUIMURA et al., 2015] to  $-0.32 \pm 0.09$  m w.e.yr<sup>-1</sup> [BRUN et al., 2017].

Our results show that the snow parameterization has a significant impact on the simulated glacier mass balance. The mass balance simulated with v0 is on average  $-0.82$  m w.e.yr<sup>-1</sup> and decreases to  $-2.02$  m w.e.yr<sup>-1</sup> with the corrected snow albedo (v1) since the modified snow albedo parameterization accelerates the snow melt which leads to more uncovered ice and stronger glacier melt. The avalanche module (v2) adds snow on glaciers and increases the accumulation and, thus, reduces the glacier melt to  $-1.69$  m w.e.yr<sup>-1</sup>. Nevertheless the mass balance remains too negative compared to geodetic mass balances, which suggests that the model produces too much ice melt. The implementation of debris-covered glaciers (v3) gives a mean annual glacier mass balance of  $-0.84 \pm 0.14$  m w.e.yr<sup>-1</sup>, which is within the intervals of uncertainty and, thus, in good agreement with the results from geodetic methods.

We also evaluated the mass balance at the point scale. Figure III.11 shows the simulated mass balances with parameterizations v0, v1, v2 and v3 versus the observed mass balances of the two debris-free glaciers West Changri Nup and Pokalde measured in-situ for the three glaciological years (2012-2015). Here, the configuration v3 gives the same results as the configuration v2 because in configuration v3 only the ice melt rate on debris-covered glaciers is modified. The simulated mass balances vary according to the model configuration. With configuration v0, the model overestimates the point mass balances because of small snow melt rates (see also section III.1.6.1.b). With configuration v1, the model overestimates the ice melt on the West Changri Nup glacier due to a lack of accumulation in the western part of the catchment and a too strong accumulation on the Pokalde glacier (Fig. III.9). The configuration v2 improves the simulated mass balance by transferring snow due to avalanches on the West Changri Nup glacier and by removing exceeding snow accumulation on the Pokalde glacier. For the Pokalde glacier, the mass balances simulated with configuration v3 show a larger variability than the mass balances simulated with configuration v0, but the point mass

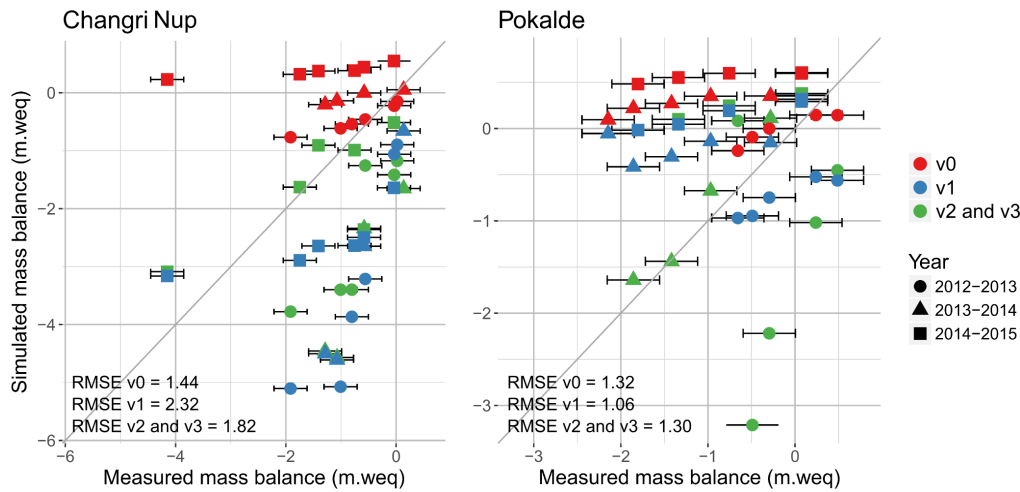


FIGURE III.11 – Annual simulated and measured point mass balances on West Changri Nup (left panel) and Pokalde (right panel) glaciers; also shown is the 1 :1 line.

balances are spread around the diagonal axis which leads to a bias ten times smaller (mean bias of 1 m with v0 and 0.1 m with v3).

The results at basin scale and point scale show that the snow parameterization has a strong impact on the simulated glacier mass balance and that the new snow albedo parameterization and the avalanching module clearly improve the simulated glacier mass balance on debris-free glaciers. Nevertheless, regarding point mass balances, the agreement is far from being perfect, due either to simulation errors (including errors depending on the interpolated input fields and errors induced by the representation of slopes and expositions by the DEM) and/or from a lack of representativeness of the measurements.

### III.1.6.2. Simulated outflows and flow components

This section presents the outflows and flow components simulated in the Pheriche basin during the period 2012-2015 with the modified version of DHSVM-GDM (configuration v3). The simulation results are analysed using two different definitions of the flow components (definitions 1 and 2, see ch. III.1.5.3.a).

#### Annual simulated outflow and hydrological contributions

The annual outflows simulated with the new parametrization of the model (configuration v3) are in good agreement with the annual observed outflows since they remain within the 15 % interval of estimated error (Fig. III.12 and Table III.4).

The results show an inter-annual variability of the hydrological contributions to the overall outflow. During the period 2013-2015, the ice melt component ranged from 41 to 50 %, the snow melt component from 37 to 47 % and the net rainfall component from 12 to 16 %. These variations are related to the meteorological annual variability. The amount of rainfall decreased from 2013 to 2015 and explains the decrease of the net rainfall components from 155 mm in 2013 to 88 mm in 2015. The snow melt component is higher in 2013 because of warmer pre-monsoon and monsoon seasons. The ice melt component is mainly controlled by the amount of winter snowfall. In 2014 a low amount of snowfall was observed, so the snowpack melted more rapidly and the glaciers started melting earlier.

In contrast, 2015 was a year with a lot of winter snowfall, which delayed the beginning of the glacier melt and explains the lower ice melt component. The losses by evaporation and sublimation are rather constant through the simulation period ranging from 140 to 150 mm/yr.

The runoff coefficients (ratio between the annual outflow and annual precipitation) were on average equal to 1.4, which means that a considerable amount of water is withdrawn each year from the catchment through ice melt (eventually in the form of a delayed groundwater flow).

On average, we find that the outflow is mainly produced by meltwater as 46 % of the annual outflow is due to ice melt and 41 % to snow melt (definition 1). The contributions estimated according to definition 2 show the importance of infiltration and subsurface flows in the water balance since more than 40 % of the outflow was coming from water infiltrated in glaciers and more than 20 % from subsurface and groundwater flows.

The choice of the definition of the hydrological components leads to different perceptions of the glacier contribution to the outflow. The glacier contribution to the total outflow is 69 % if the contribution from the entire glacierized area (i.e. contributions of ice melt, snow melt and net rainfall) is considered like in definition 2. However, the contribution from ice melt alone, included in definition 1, corresponds to only 46 % of the outflow.

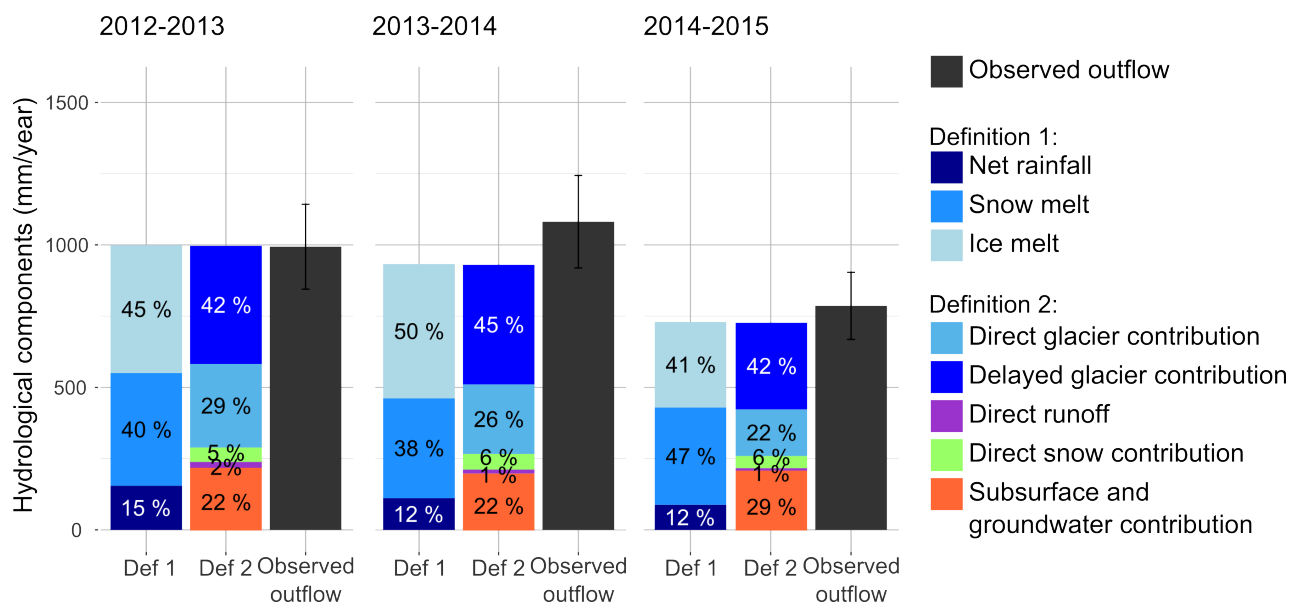


FIGURE III.12 – Simulated annual hydrological contributions to Pheriche outflow for the two definitions of the flow components (definition 1 and definition 2) and for 3 the glaciological years from December 2013 to November 2015.

### Seasonal variations of the flow components

Figure III.13 presents the daily simulated discharges simulated with configuration v3 and the flow components estimated with the two different definitions. Daily discharges were well simulated for 2012-2013 and 2014-2015 by the model, with NSE equal to 0.91 and KGE equal to 0.88. However, the outflow was under-estimated by the model during the monsoon season in 2014.

The simulated total runoff (i.e. the sum of snow melt, ice melt and net rainfall) is always higher than the simulated outflow at the catchment outlet before the monsoon season (from February to June) and lower during post-monsoon and winter seasons. This is mainly due to glacier melt water

	2012-2013	2013-2014	2014-2015
<b>Total precipitation (mm)</b>	<b>708</b>	<b>644</b>	<b>683</b>
Snowfall (mm)	501	492	561
<b>Qobs (mm)</b>	<b>994</b>	<b>1081</b>	<b>786</b>
Qobs $\pm$ 15 % (mm)	845 - 1143	919 - 1244	668 - 904
<b>Qsim (mm)</b>	<b>999</b>	<b>933</b>	<b>729</b>
Bias (%)	+1	-14	-7
Evapotranspiration (mm)	61	48	43
Sublimation (mm)	91	96	97
<b>Flow components (Definition 1)</b>			
Net rainfall (mm)	141	106	84
Snow melt (mm)	375	336	322
Ice melt (mm)	422	443	281
<b>Flow components (Definition 2)</b>			
Direct glacier contribution (mm)	293	244	163
Delayed glacier contribution (mm)	414	420	303
Direct runoff (mm)	21	14	9
Direct snow contribution (mm)	51	55	43
Subsurface and groundwater contribution (mm)	220	200	211

Tableau III.4 — Annual hydrological balance simulated with configuration v3 for the 3 glaciological years from December 2013 to November 2015.

stored inside the glaciers during pre-monsoon and monsoon seasons and continuing surging during winter, as well as to changes in the soil water storage (Fig. III.13b and III.14b).

Figure III.14 shows the mean monthly flow components averaged over the simulation period. From February to May-June, the runoff production is entirely controlled by snow and ice melt (snow melt between 50 and 60 % ice melt between 40 and 48 %) (Fig. III.14a). The net rainfall, snow melt and ice melt absolute contributions are at their maxima in July and August during the monsoon season. During these two months, 24 % of the runoff is generated by net rainfall, 37 % by snow melt, and 38 % by ice melt. From October to January, the runoff is produced by ice melt (up to 80 % in December) and snow melt (between 20 and 30 %). Groundwater and englacial water represent a significant fraction of the monthly outflow as they contribute more than 50 % of the outflow during the monsoon season and can contribute up to 90 % during winter (Figure III.14b). Direct contributions from glacierized areas, snow areas, and direct runoff are highest during the monsoon season, when the englacial and soil storage is saturated.

#### Diurnal cycle

Figure III.15 presents the diurnal cycles of precipitation and hydrological components averaged for each considered season (winter, pre-monsoon, monsoon, and post-monsoon) obtained with configuration v3. During winter, pre-monsoon, and post-monsoon, the observed outflow is rather constant during the day, with a weak peak around noon when the temperature is at its maximum. During this period, almost all of the precipitation is in the form of snowfall leading to no direct response for the outflow. The peak around noon can be explained by snow melt or the melting of small fro-

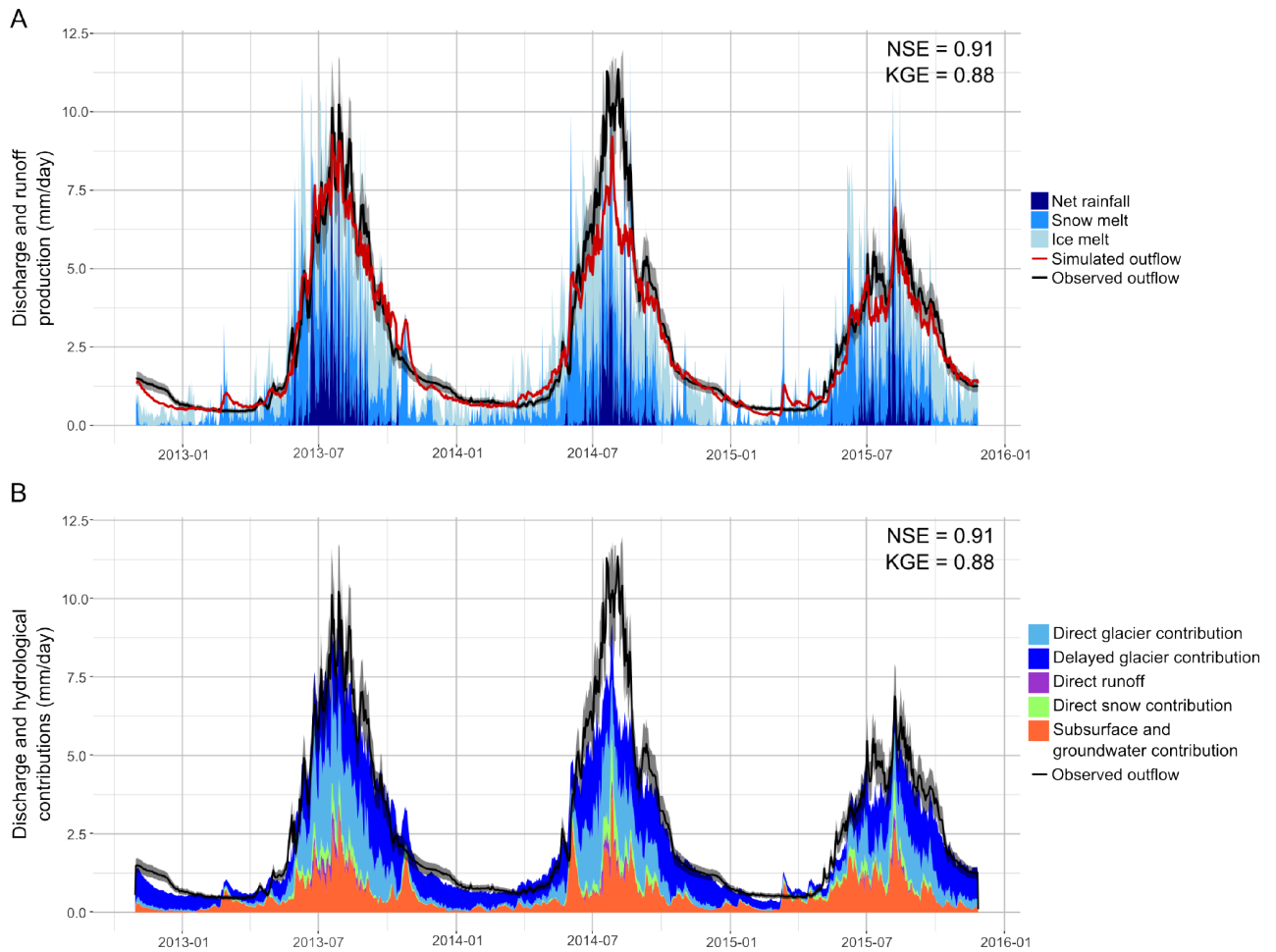


FIGURE III.13 – Daily discharges and flow components simulated with configuration v3 : (a) production of ice melt, snow melt and net rainfall (note that the sum of the flow components represent the total runoff and is not equal to the discharge at the catchmant outlet, see definition 1, ch. III.1.5.3.a) (b) hydrological contributions to the outflow (definition 2, ch. III.1.5.3.a). Observed discharges are represented by the black line with a 15 % interval of error.

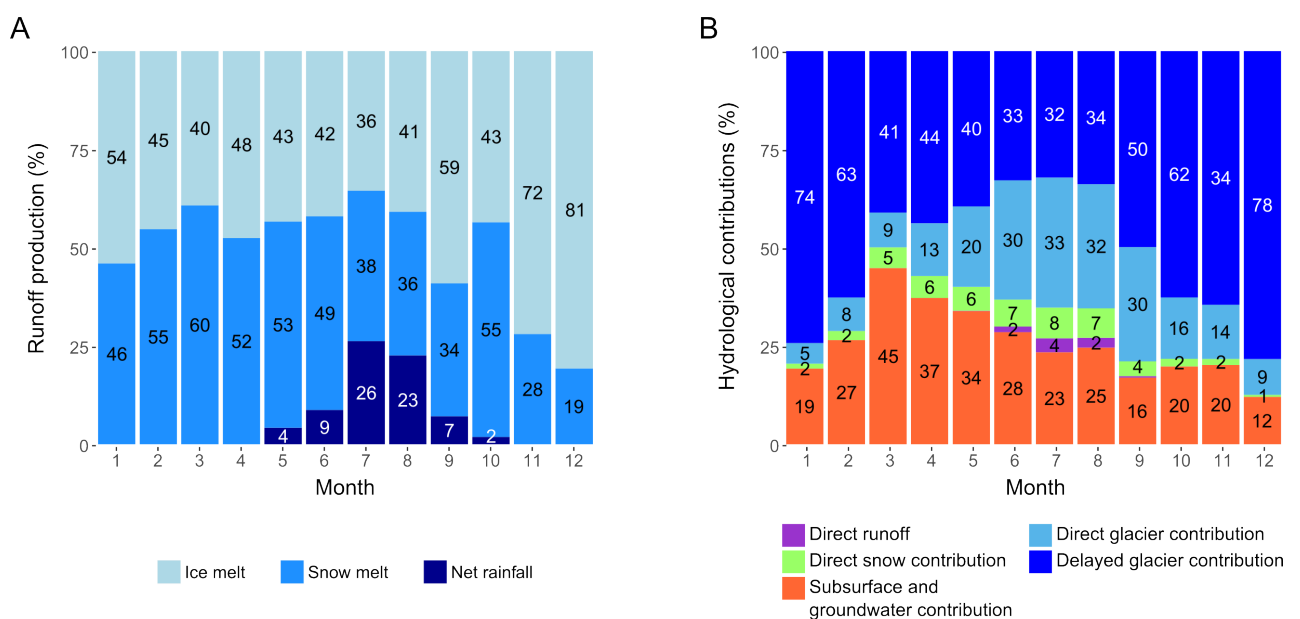


FIGURE III.14 – Average monthly contributions to the runoff production (definition 1, ch. III.1.5.3.a) (a) and hydrological contributions (definition 2, ch. III.1.5.3.a) (b) simulated with configuration v3 for the years 2012-2015.

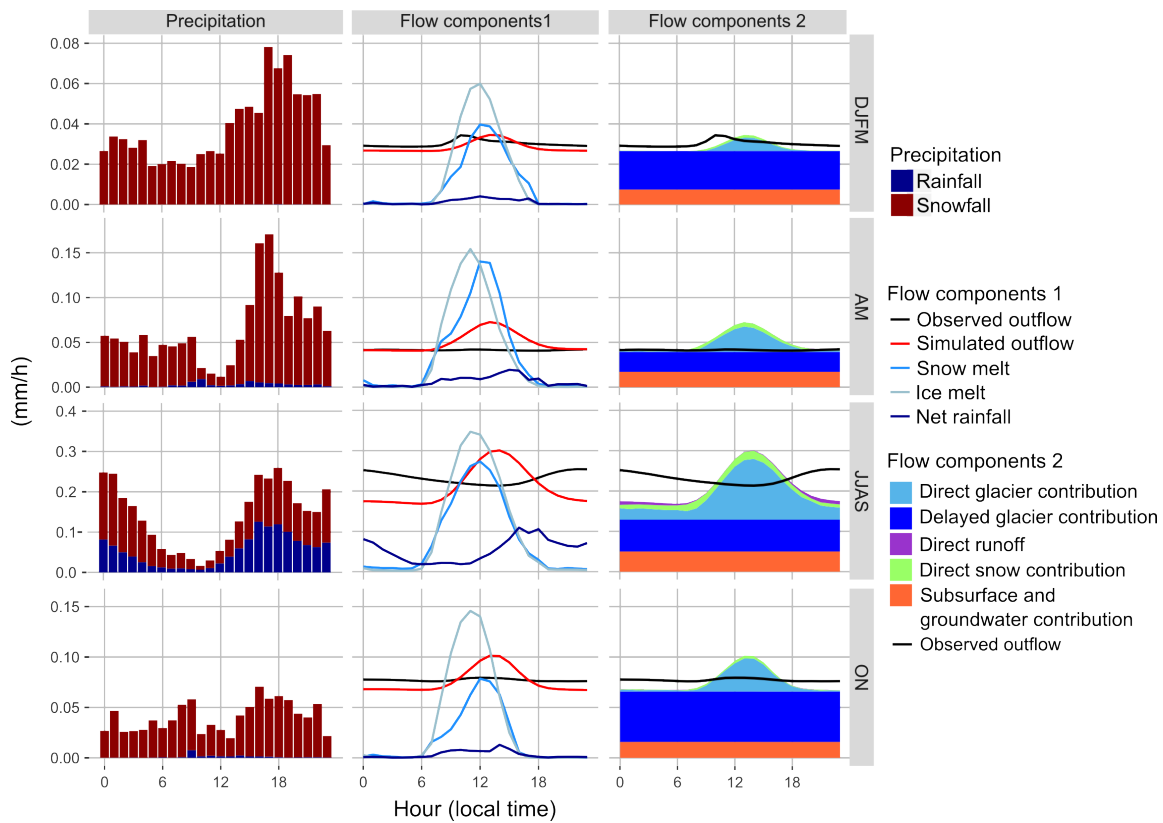


FIGURE III.15 – Mean hourly precipitation, discharge and flow components simulated with configuration v3 and averaged for the winter (DJFM), pre-monsoon (AM), monsoon (JJAS), and post-monsoon (ON) seasons. Note different y-axis scales for each season.

zen streams. During the monsoon season, there is a strong diurnal cycle of the precipitation with a maximum occurring during late afternoon or at night causing a peak in the discharge around midnight.

The model simulates ice and snow melt during day time with a maximum at noon as expected. Except for the monsoon season, it seems to simulate accurately the baseflow during night without melt production : the discharge is rather controlled by the release of the glacier and soil storage. However, the model simulates a peak of discharge around 14 h originating mostly from glacierized areas, two hours after the maximum of ice and snow melt, which does not correspond to observed discharges. At daily and longer time scales the water balance is correctly simulated. However, at a sub-daily scale the model responds too quickly to the snow and ice melt production.

### III.1.7. Discussion

#### III.1.7.1. Simulation of the discharge and flow components

Overall, the comparison between the two definitions of the hydrological contributions shows that contributions must be explicitly specified in order to allow inter-comparison between models, especially for catchments with a large glacierized area. Moreover, the use of two different definitions allows to get complementary information on the origin of the outflow (processes at the origin of the runoff, types of flow generation, contributive zones). A perspective to improve the quantification of the hydrological contributions to the outflow is to track the ice melt, snowmelt and rainfall com-

ponent pathways in the model as suggested in WEILER et al. [2018]. This would enable to quantify the fractions of the three components contributing to subsurface and groundwater flow, which is not possible with the current version of DHSVM-GDM.

SONCINI et al. [2016] studied flow components in the Pheriche catchment for the period 2013-2014 and estimated an annual ice melt component of 55 % and a snow melt component of 20 % of the annual outflow. The ice melt components are thus quite similar in terms of relative contributions to outflow, which is not the case for the snow melt components. We think that the main reason of such a difference is that we use different precipitation input. Indeed, precipitation data are measured here by Geonor sensors, while in SONCINI et al. [2016] precipitation data come from tipping buckets. At the Pyramid station, where both sensors are installed, the Geonor sensor measures 60 % more precipitation than the tipping bucket over the period 2013-2015 and the main differences are in terms of solid precipitation (309 mm of mean annual snowfall measured by the Geonor sensor versus 83 mm measured by the tipping bucket, which is known to badly perform with solid precipitation).

Concerning the seasonal contributions to the outflow, our results are consistent with the results from SONCINI et al. [2016], who found a main contribution of snow melt during the pre-monsoon season, mixed contributions of rainfall, snow melt and ice melt during the monsoon season and mixed contributions of snow melt and ice melt during post-monsoon and winter season. The studies of RAGETTLI et al. [2015] and RACOVITEANU et al. [2013] concerning the Upper Langtang and the Dudh Koshi basin respectively, showed that most of the winter outflow surges from soil, channel, surface, and englacial storage changes, which is also consistent with our results. However, the estimated flow components presented in this study, particularly the soil and englacial contributions, are estimations which strongly depends on the model set-up. Figure III.13 shows that the main part of the soil infiltrated water resurges within a day, whereas liquid water can be stored for several months within the glaciers. This difference between the response of the soil storage and the englacial storage results from the soil and glacier parameterization (see sensitivity analysis in ch. III.1.7.3.b).

At hourly scale, the results show that the model cannot represent the diurnal cycle of the outflow correctly as the simulated hydrological response is anticipated. IRVINE-FYNN et al. [2017] found that on the Khumbu glacier the presence of supraglacial ponds buffers the runoff by storing diurnally more than 20 % of the discharge. This could explain the longer transfer time observed on the measured outflows which are not represented by the model. This shows that the current representation of the glacier and soil storage in DHSVM-GDM does not allow to reproduce accurately the diurnal variations of discharge and further studies are needed in order to improve the model.

### *III.1.7.2. Representation of the cryospheric processes in the model*

One of the main difficulties for hydrological modelling of highly glacierized catchments is to correctly simulate at the same time the outflows, the dynamics of the snow cover, and the glacier mass balances.

The results showed that two different representations of the cryospheric processes in the model (v0 and v3) can lead to similar simulated annual outflows but different estimations of the ice melt and snow melt contributions to the outflow. This is particularly true for the glaciological year 2014-2015, when the ice melt contribution decreases from 59 % with v0 to 41 % with v3 and the snow melt

contribution increases from 29 % to 47 % (Fig. III.7). This can be explained by the fact that 2014-2015 was a year with a high amount of snowfall [FUJITA et al., 2017], therefore, the representation of snow processes in the model has a larger impact on the simulated runoff production than the two other years. This highlights the importance of a correct representation of snow processes in the model. This also shows the need to use as much validation data as possible to assess the coherence between the ice, snow and hydrological processes and reduce the uncertainty on the flow components estimation.

The results also showed that the modification of one specific hydrological process (here, the representation of the snow albedo evolution) can have a significant impact on the simulated hydrological response of the catchment and requires improving other processes (here, considering specific representation of avalanches and debris-covered glaciers).

Further modifications of the model could also lead to different model results and it is also not excluded that different model errors are compensating each other. For example, the results showed that the original model version leads to a correct simulation of the river discharges because the non-representation of the insulation effect for debris covered glaciers on the ice melt was compensated by the incorrect representation of the snow albedo decrease. Due to the complexity of the model and the represented processes, no guarantee can be given that similar compensating effects still occur in the model. In this study, the validation of the model output was extended beyond the annual river discharge to discharges at different time scales, the snow cover area, and glacier mass balances in order to validate the simulations of the snow cover, glacier melt and discharges separately. The results demonstrate that the new version of the model performs well for all three signals. Moreover, the new parameterization of the snow albedo and ice melt under debris were based on observed data (MODIS and in situ albedo measurements, and coefficient for ice melt under debris from VINCENT et al. [2016]) and do not result from a calibration in order to avoid compensation effects. Therefore, it is very likely that the new implementation improved the quality of the represented processes.

The results presented in this study also indicate possible forthcoming works for increasing the simulations reliability and reducing uncertainties, especially at short time steps. Indeed, at daily and longer scales, the different hydrological components seem to be well reproduced by the model. However, an analysis of the diurnal cycle (Fig. III.15) showed that DHSVM-GDM responds too rapidly to the ice melt production and that the representation of the water storage within the glaciers needs to be improved. Further improvements should be based on studies that analyze the mechanisms of glaciers drainage systems in the Khumbu region and their influence on glaciers outflow [e.g., GULLEY et al., 2009; BENN et al., 2017]. These studies show that englacial conduits and supraglacial channels, ponds and lakes play a key role in the response of glaciers : DHSVM-GDM could thus be upgraded by implementing a parameterization of such systems and delay the response of glacierized areas, as successfully proposed, for instance, in the model developed by FLOWERS & CLARKE [2002]. Other processes such as supraglacial ponds and ice cliffs melting, transport of snow by wind or variation of temperature in the ice pack are not considered in DHSVM-GDM and their impact on the hydrological modelling should also be studied.

The avalanche routine implemented in this study is simplified and only considers 4 directions for the snow redistribution. A perspective of this study is too improve the representation of the



Glaciers inventory	Basin glacier area		Glacier MB m w.e.yr <sup>-1</sup>	Qsim		Flow components (mm)		
	km <sup>2</sup>	%		mm	Bias	Net rainfall	Snow melt	Ice melt
Racoviteanu	60	43	-0.84	887	-7%	118 (13%)	363 (41%)	406 (46%)
GAMDAM	38	24	-1.17	824	-13%	117 (14%)	359 (44%)	348 (42%)
ICIMOD	44	30	-0.89	811	-15%	118 (14%)	365 (46%)	328 (40%)

Tableau III.5 – Mean annual glaciers mass balance (MB), outflow and flow components simulated with different glaciers inventories (configuration v3)

avalanches in DHSVM-GDM by considering 8 directions for the snow redistribution and considering other parameters such as the age of the snow cover, the snow density and the type of land-cover as it was proposed in FREY & HOLZMANN [2015].

### III.1.7.3. Uncertainties and other open-ended questions

#### Sensitivity to the glacier outline

The three inventories used in this study result in very different estimates of the glacierized area : between 43 % and 24 % of the Pheriche basin with the inventories proposed by RACOVITEANU et al. [2013] and GAMDAM (Fig. III.3). Table III.5 presents the average annual glacier mass balances, outflows, and flow components for the configuration v3 using the three inventories. The GAMDAM inventory leads to a more negative glacier mass balance than the two others inventories with -1.17 m w.e.yr<sup>-1</sup> compared to -0.84 and -0.89 m w.e.yr<sup>-1</sup> for the RACOVITEANU et al. [2013] and ICIMOD inventories. This is due to smaller glacier accumulation areas in the GAMDAM inventory. The amount of snowfalls collected over those areas is lower, leading to more negative mass balances : glaciers receive less snowfall for accumulation, which lowers the mass balance value. Concerning the simulated outflow and flow components, the GAMDAM and ICIMOD inventories lead to fewer ice melt than the RACOVITEANU et al. [2013] inventory due to their smaller areas in ablation zones, which leads to a smaller simulated annual outflow. From these results we estimate an uncertainty of 20 % (407 mm with the RACOVITEANU et al. [2013] inventory versus 327 mm with the ICIMOD inventory, cf. Table III.5) on the simulated annual ice melt volume related to the glaciers outline. The glacier outline mainly affects the simulated outflow during the monsoon season, when the ice melt contribution to the outflow is more important and leads to an uncertainty of 8 % (154 mm with the RACOVITEANU et al. [2013] inventory versus 141 mm with the ICIMOD inventory) on the monthly discharges during monsoon season. This result shows that the choice of the glacier inventory as an input data of the glacio-hydrological model contributes to the uncertainty on the simulation results. Here, the RACOVITEANU et al. [2013] inventory gives the best results in terms of glacier mass balance and the smallest bias with respect to the annual outflow. As its area is significantly larger than the other inventories, it gives the largest amount of ice melt. This potentially compensates a lack of precipitation due to a poor knowledge of the precipitation distribution over the catchment, specifically in the areas above 5000 m a.s.l. which constitute more than three quarters of the total area and for which no observations exist. It is worth noting that the glacier mass balances obtained with the RACOVITEANU et al. [2013] and ICIMOD inventories are very similar but the amounts of simulated ice melt are different, which shows that a consistent mass balance can lead to errors on the simulated glacier contributions and total outflow.

### Sensitivity to the soil and glaciers parametrization

A major limitation to the estimation of the contributions from the runoff generation (overland flow, subsurface flow, and groundwater flow) is the representation of the groundwater and englacial flows in the model. In this study, we selected standard soil parameters for the simulations since there is very little information about soil properties in high-mountain environments. Moreover, data to validate subsurface and groundwater flows do not exist making it very difficult to adapt the parameter values to the study area. Here, three different values of soil depth under glaciers were tested in order to assess the sensitivity of the soil parametrization on the simulated discharges. Figure III.16a shows the simulated discharges and flow components (definition 2) simulated with configuration v3 for a soil depth under glaciers equals to 1 m, 2 m and 5 m. The soil depth under glaciers does not impact the simulated annual outflow and the total annual contributions from glacierized and non-glacierized areas. The soil depth under glaciers only impacts the partitioning between direct and delayed contributions (soil water and englacial water contributions) : when the soil depth under glaciers ranges between 1 m and 5 m, the direct glaciers contribution ranges from 34 to 20 %, and the delayed glacier contribution ranges from 35 to 47 %. At seasonal scale, an increase of the soil depth under glaciers leads to a delay of the outflow as there is more infiltration simulated during the pre-monsoon and monsoon seasons, but this has a limited impact on the NSE and KGE values (respectively ranging from 0.92 to 0.94 and 0.83 to 0.91).

Another limitation of our model lies in the application of a uniform reduction factor for ice melt under debris covered glaciers. Figure III.16b shows the sensitivity of the model to the ice melt reduction factor on debris covered glaciers. When the reduction factor varies between 0.3 and 0.5, the simulated annual outflow is modified by  $\pm 7$  % and the mean ice melt flow component ranges from 42 to 50 %. This shows that the results are sensitive to the representation of the debris cover in the model. In order to have a more realistic representation of the debris, the reduction factor could be spatially distributed, at least following elevation or slope exposition, and eventually taken as time-variant. As an example, RAGETTLI et al. [2015] considered a distributed debris thickness in their glacio-hydrological model and obtained a mean reduction of ice melt under debris of 84 %.

### Validation and forcing data uncertainties

A main issue is related to the availability of data for validating the glacio-hydrological modelling parameterizations and outputs. The lack of in-situ measurements at high elevations and the uncertainty related to the available data prevent from assessing the performance of the model in simulating the different cryospheric processes we consider. They only allow to evaluate integrated variables such as the annual glacier mass balance, the seasonal snow cover area dynamics and the outflow at the catchment outlet with significant uncertainties that impact the estimation of the different flow components. For instance, concerning the validation of the simulated glacier mass balances, only the order of magnitude of the simulated and geodetic mass balances used in this study can be compared because the considered areas are not the same in the different studies and the considered time periods differ as well. Indeed, four of the geodetic mass balances were derived for the Khumbu-Changri glacier, while mass balances from this study and from BRUN et al. [2017] represent the mean mass balance for all glaciers located in the Pheriche basin. Moreover, the mean annual glacier mass balance is estimated here for the three simulated years (2012-2015), whereas the geodetic mass balances correspond to

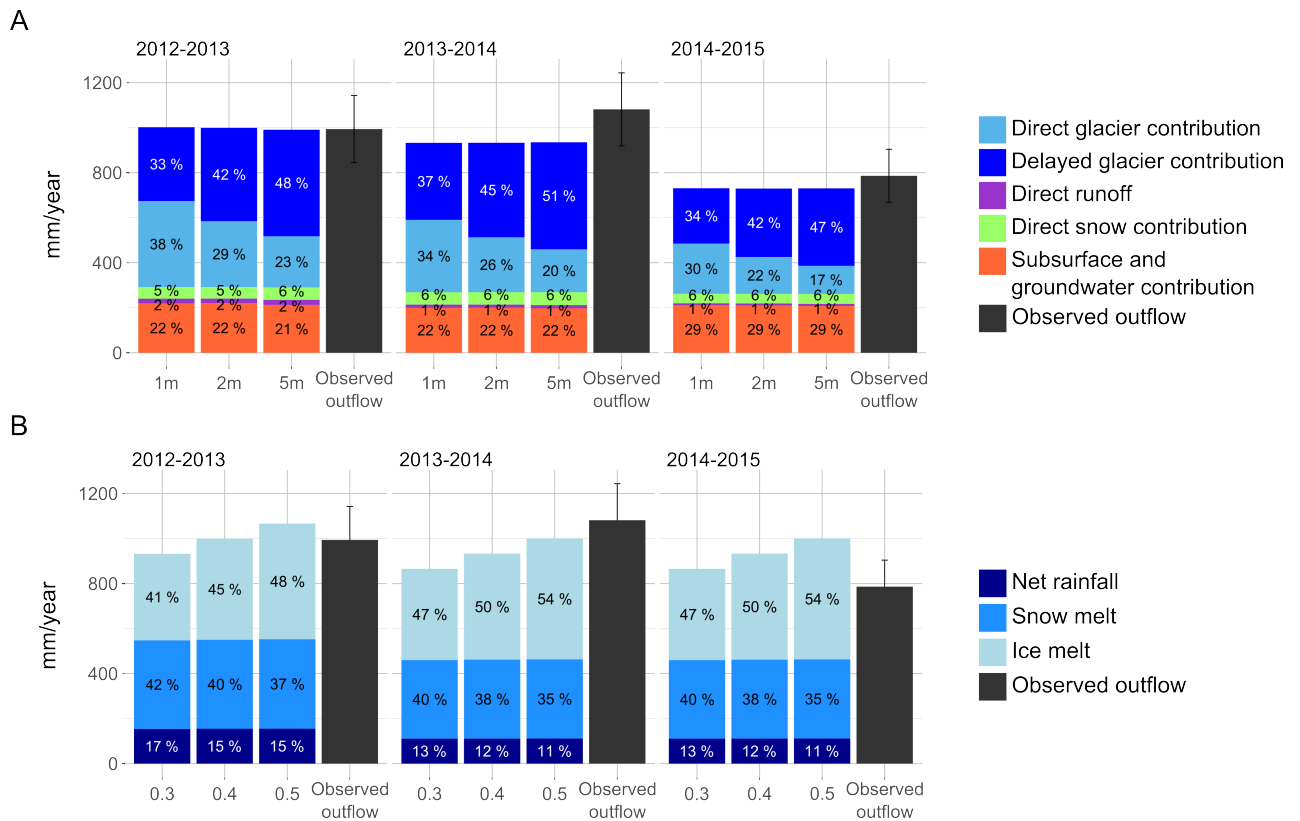


FIGURE III.16 – Annual discharges and flow components simulated with configuration v3 with a) three different soil depths under glaciers (1 m, 2 m, and 5 m) (definition 2), b) three different values for the debris-covered ice melt reduction factor (0.3, 0.4, and 0.5) (definition 1).

longer (5 to 15 years) as well as earlier periods beginning between 1999 and 2002 (see Figure III.10) and do not take into account the inter-annual variability of the glacier mass balances. Nevertheless, on figure III.10, the variability of the simulated glacier mass balances is much larger than the variability of the geodetic mass balances, showing the significant impact of the snow and glacier parameterization on the simulation results. It is also worth noting that the snow cover distribution evaluation is particularly challenging on the Pheriche catchment, as clouds cover more than 50 % of the catchment during more than 150 days per year on average (and almost all the time during the monsoon season).

Finally, a major source of uncertainty lies in the lack of meteorological data at high elevation (because of the inaccessibility on the terrain) and in the measurement errors when observations are available, due to extreme meteorological conditions. Indeed, precipitation is known to be underestimated due to the difficulty of measuring solid precipitation with rain gauges [WOLFF et al., 2015]. Precipitation fields provided by different atmospheric models and satellites show also high discrepancies in this region of the Himalayas [ANDERMANN et al., 2011 ; PALAZZI et al., 2013 ; CEGLAR et al., 2017] : a perspective of this study is to test the sensitivity of the model to different precipitation forcing data sets (in-situ, reanalysis, and satellite) and analyze the impact of different precipitation amounts and spatial distributions on the simulated discharges and flow components.

### III.1.8. Conclusions

In this study we used a distributed physically-based glacio-hydrological model (DHSVM-GDM) to simulate the outflow of a small catchment in the Everest region and to estimate the different contri-

butions to streamflows, which can be useful for water resources and water-related risks management. Some improvements on the cryospheric processes parameterization in DHSVM-GDM were proposed in order to better represent the snowcover dynamics, the ice melt under debris covered glaciers, and avalanches. Simulated SCA were compared with MODIS images and calculated glacier mass balances with local in situ measurements and geodetic mass balances.

Results showed that the representation of the cryospheric processes in the model has a significant impact on the simulated outflow and flow components. Despite some outstanding issues that have been discussed, we can argue that the most satisfactory snow and glacier parameterizations proposed in this study (model configuration v3) enabled to simulate the snow cover spatial distribution and the glacier mass balance more accurately than the original version of DHSVM-GDM, by increasing the glacier accumulation and reducing ice melt. Major contributions from glaciers and snow to the outflow were found, with 46 % of the annual outflow produced by ice melt and 41 % by snow melt. Winter flows are mainly controlled by the release of englacial and soil water storage (up to 78 % in December), which corroborates other studies [RACOVITEANU et al., 2013; RAGETTLI et al., 2015]. We estimate an uncertainty related to the ice melt reduction factor by debris (ranging from 0.3 to 0.5) of  $\pm 0.14$  m w.e.yr<sup>-1</sup> for the annual glacier mass balance and  $\pm 7$  % for the annual outflow. The glacier inventories used to outline the glacierized areas have also an important impact on the simulation results. The three inventories tested in this study give estimations of the glacierized area ranging from 26 to 43 % of the basin area and a corresponding uncertainty of 20 % for the ice melt production.

This study also reminds that glacial and snow contributions to the streamflow must be clearly defined, as considering glacial contribution as the total outflow from the glacierized area or as outflow produced by ice melt can lead to very different estimations.

## III.2. Résultats complémentaires

Cette section a pour objectif d'apporter des compléments aux résultats présentés dans la publication ci-dessus.

### III.2.1. Compléments sur l'analyse du bilan hydrologique simulé dans le bassin de Pheriche

La nouvelle version de DHSVM-GDM permet d'étudier le bilan hydrologique du bassin de Pheriche ainsi que ses variations saisonnières. Les Figures III.17 et III.18 présentent les bilans hydrologiques annuels et mensuels simulés avec la configuration v3.

La Figure III.17 montre que la quantité de précipitation totale annuelle est largement inférieure aux écoulements annuels, en particulier pour les années glaciologiques 2012-2013 et 2013-2014, et que la perte de masse des glaciers constitue un apport considérable dans le bilan hydrologique du bassin. Cette figure montre bien que le bassin de Pheriche n'est pas en état d'équilibre entre ses apports (précipitations) et ses pertes (écoulements, sublimation et évapotranspiration) et que le bassin perd une partie de son stock d'eau chaque année à cause de l'ablation des glaciers (les stocks de neige

et d'eau souterraine simulés sont à l'équilibre à l'échelle annuelle). L'épuisement du stock glaciaire pourrait donc conduire à une diminution à long terme des écoulements dans le bassin de Pheriche si le changement climatique n'implique pas une augmentation des précipitations suffisantes pour compenser la perte de la contribution glaciaire.

On remarque également que des cumuls de précipitation totale annuelle similaires peuvent générer des écoulements annuels variables. Pour l'année 2014-2015, le cumul de précipitation total sur le bassin est proche de celui de l'année 2012-2013 (environ de 700 mm), cependant les débits simulés et observés pour cette année sont inférieurs à ceux de 2012-2013. La présentation des résultats de simulation sous ce format permet de voir l'influence de la phase des précipitations sur le bilan hydrologique : en 2014-2015 on observe une quantité de précipitation solide plus importante que les autres années qui produit plus d'accumulation et réduit la contribution de fonte glaciaire.

La Figure III.18a montre que les débits mensuels à l'exutoire ne sont pas directement corrélés aux précipitations mensuelles : des mois avec de fortes précipitations peuvent produire des débits faibles si la précipitation tombe sous forme solide (ex : février 2013, mars 2015), des mois avec de faibles précipitations peuvent tout de même générer de forts débits grâce à la contribution glaciaire (ex : septembre 2013, juin 2014). La Figure III.18 présente aussi les variations mensuelles des réservoirs de stockages (glace, neige, stock d'eau liquide dans les glaciers et eau souterraine) et la participation des ces stocks aux écoulements. En particulier, le rôle du stockage de l'eau dans les glaciers sur la réponse hydrologique (représenté en violet) est visible : en saisons de pré-mousson et début de mousson la quantité de précipitation et de fonte de neige et de glace est supérieure au débit, et dans les simulations une partie importante des apports est stockée dans les glaciers, puis de août à janvier le stock d'eau liquide dans les glaciers diminue et participe aux écoulements. La Figure III.18b montre que le manteau neigeux et le réservoir d'eau liquide dans les glaciers varient de manière saisonnière mais restent stables sur la période de 3 ans, seul le stock de glace diminue continuellement pendant les trois années analysées.

### III.2.2. Impact de la représentation des processus cryosphériques sur les débits mensuels et journaliers simulés

La comparaison entre les résultats de simulation obtenus avec les configurations v0 et v3 a montré que la configuration v3 permet de mieux simuler la dynamique du couvert neigeux et permet de prendre en compte l'effet des glaciers couverts de débris. Cependant, à l'échelle annuelle, les résultats montrent peu de différence sur les débits et les contributions aux écoulements. La Figure III.21 présente les débits simulés et les contributions au ruissellement (définition 1) au pas de temps mensuel pour les quatre configurations du modèle (v0, v1, v2 et v3). Les simulations obtenues avec la configuration v0 ont tendance à sous-estimer les débits en dehors de la période de mousson. La configuration v1 qui prend en compte la modification de la paramétrisation de l'albédo de la neige a pour effet d'augmenter considérablement la fonte de glace, particulièrement en fin d'hiver et pré-mousson, à cause de la disparition du couvert neigeux sur les glaciers plus précoce que dans les simulations avec la configuration v0. L'ajout du module d'avalanches dans la configuration v2 permet de diminuer la fonte glaciaire et les débits à l'exutoire en fin d'hiver et pré-mousson en prolongeant la durée du manteau neigeux à basse altitude. Enfin, la configuration v3 qui prend en compte l'effet de la couver-

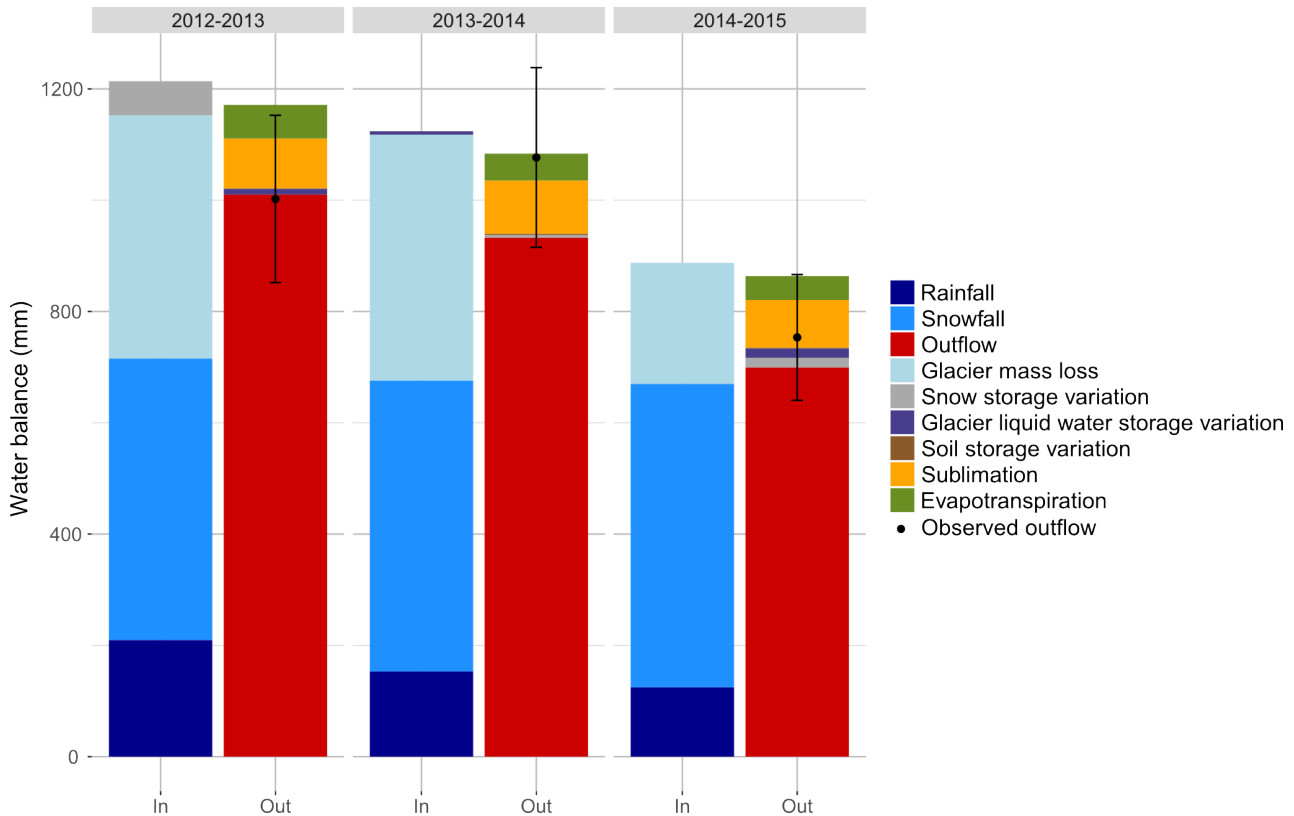


FIGURE III.17 – Bilans hydrologiques annuels simulés sur le bassin de Pheriche. Pour chaque année hydrologique, la colonne de gauche représente l'eau disponible pour les écoulements dans le bassin (précipitations, perte de masse des glaciers, déstockage des sols et du manteau neigeux) et la colonne de droite représente les pertes d'eau du point de vue hydrologique (évapotranspiration, sublimation, écoulements à l'exutoire, stockage dans les sols, glaciers et dans le manteau neigeux). La différence entre les colonnes d'apport et de perte est due à l'erreur numérique du modèle ( $\approx 5\%$  des précipitations annuelles totales).

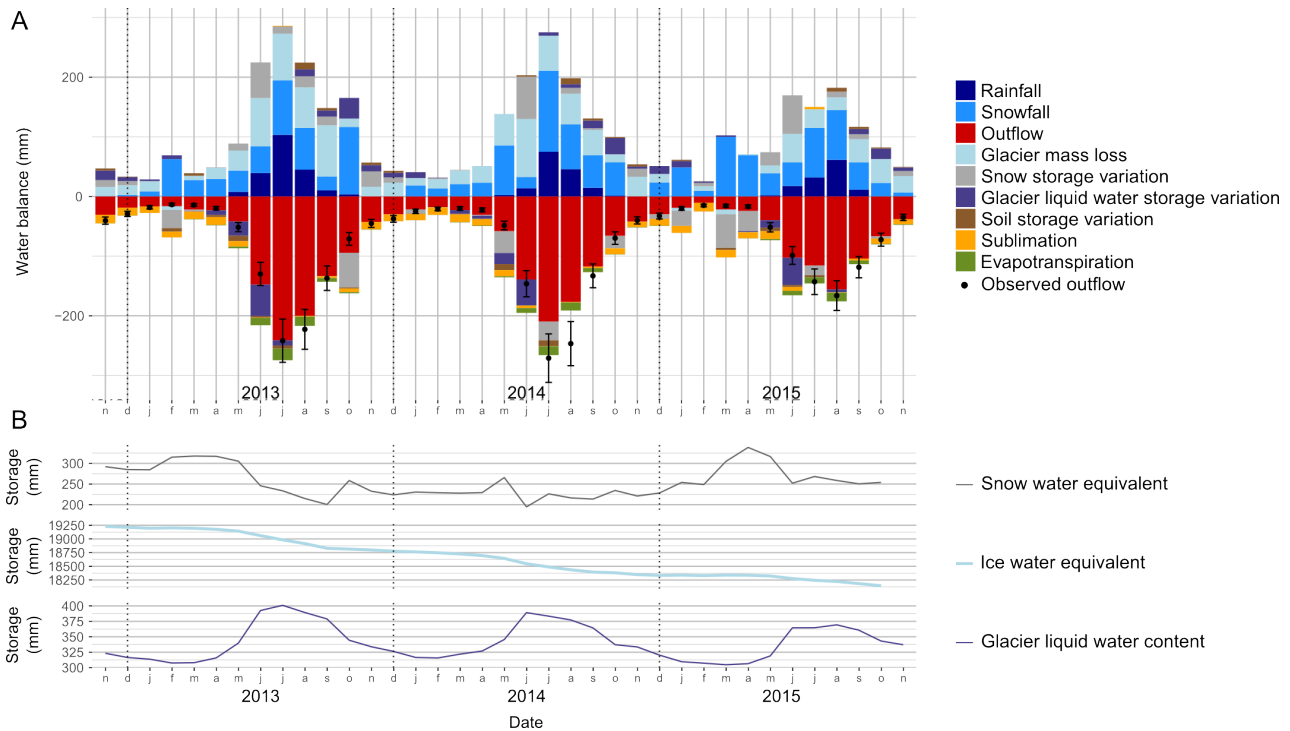


FIGURE III.18 – a) Bilans hydrologiques mensuels (même légende que pour la Figure III.17, les apports sont représentés dans la partie supérieure et les pertes dans la partie inférieure), b) variation mensuelle des stocks de neige, de glace dans le bassin et d'eau liquide présente dans les glaciers.

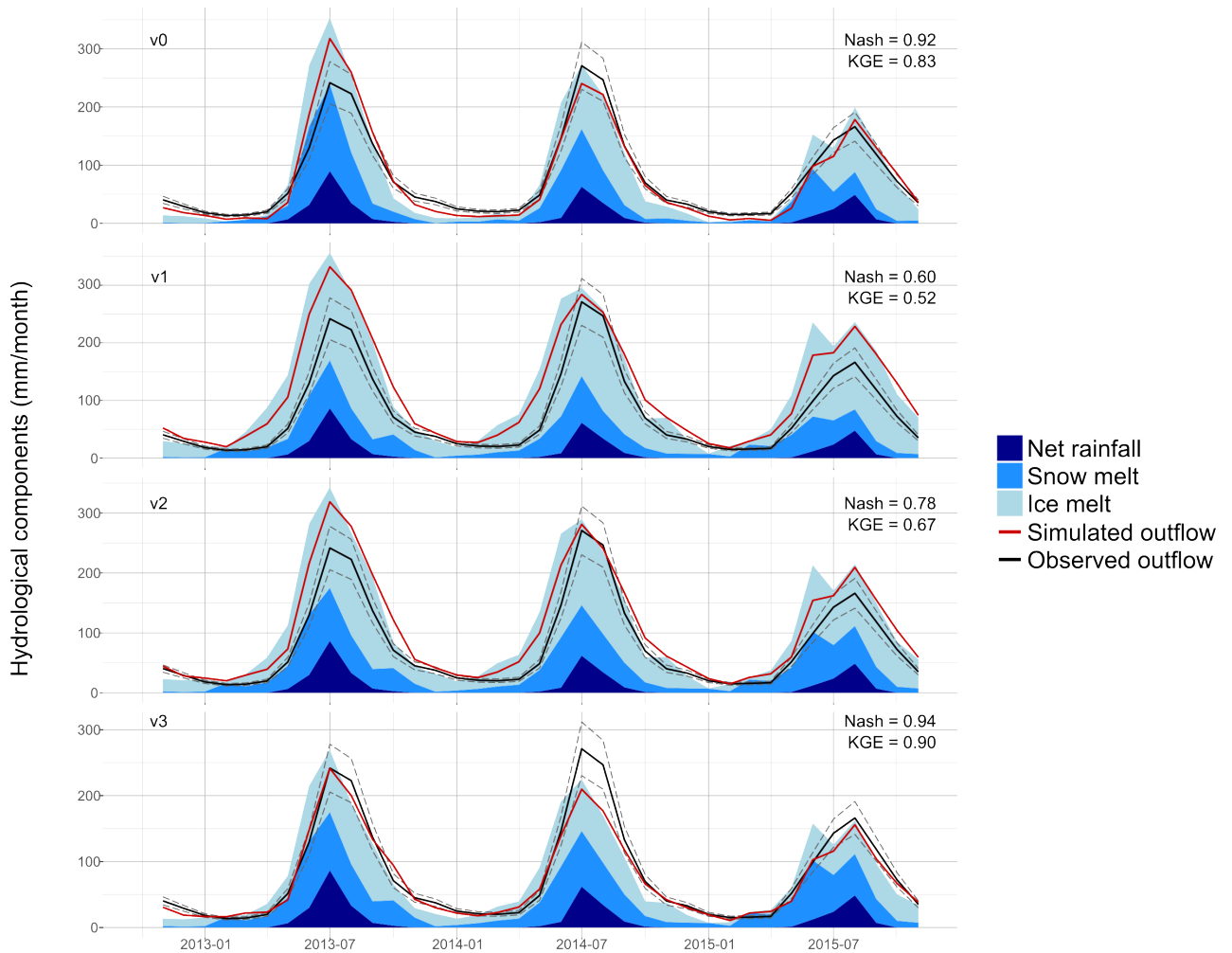


FIGURE III.19 – Débits et contributions (définition 1) mensuels moyens simulés avec les différentes configurations du modèle sur le bassin de Pheriche.

ture de débris sur les glaciers, a pour effet de diminuer la contribution glaciaire ainsi que les débits simulés, particulièrement pendant la saison de mousson et plus légèrement pendant les saisons de pré-mousson et post-mousson. En comparant les débits mensuels simulés avec les configurations v0 et v3, on observe que la variation saisonnière des débits est mieux représentée avec la configuration v3 et que les critères de Nash et KGE sont améliorés avec les résultats de la version v3 (KGE passe de 0.83 obtenu avec v0 à 0.9 avec v3). La sous-estimation des débits observée dans les simulations avec la configuration v0 en-dehors de la saison de mousson est corrigée avec plus de fonte de neige en saison de pré-mousson et plus de fonte de glace en saison de post-mousson.

De même, la Figure III.20 présentant les débits journaliers simulés pour l'année glaciologique 2012-2013 avec les configurations v0 et v3 montre bien que la nouvelle configuration du modèle proposée dans cette étude permet de simuler correctement les débits journaliers contrairement à la version originale du modèle. Ces résultats montrent donc l'importance de la représentation des processus cryosphérique dans le modèle pour la simulation des débits saisonniers et journaliers.

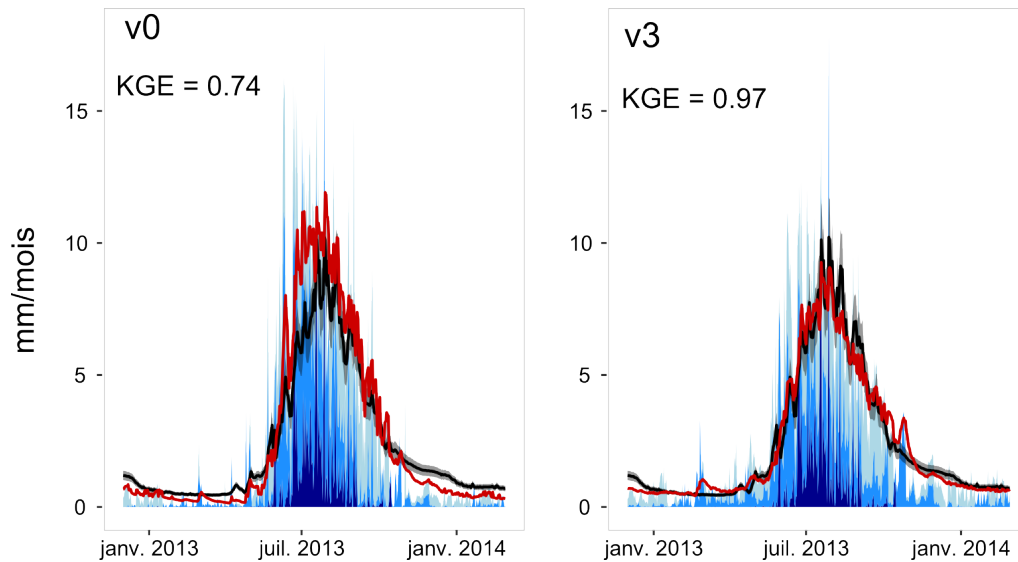


FIGURE III.20 – Débits et contributions (définition 1) journalières simulés avec les configurations v0 et v3 du modèle sur le bassin de Pheriche pendant l'année glaciologique 2012-2013.

### III.3. Étude de l'évènement du typhon Phailin en octobre 2013

Deux évènements météorologiques exceptionnels se sont produits pendant la période 2012-2015, il s'agit des typhon Phailin et Hudhud. L'évènement du typhon Phailin du 13 octobre 2013 est ici analysé en détail afin d'analyser la capacité du modèle à simuler la réponse hydrologique d'un évènement particulier. La Figure III.21 présente les résultats de simulation obtenus avec la configuration v3 sur la période allant du 13 octobre 2013 au 1<sup>er</sup> décembre 2013.

Le bassin de Pheriche a reçu d'importantes précipitations entre le 13 et le 15 octobre 2013 (Figure III.21a). La précipitation totale estimée sur le bassin pour cet évènement est de 100 mm et la quasi-totalité des précipitations sont tombées sous forme de neige.

La Figure III.21b montre la surface enneigée simulée par le modèle et la surface enneigée observée sur les images satellites MODIS. Suite au passage du typhon Phailin, le bassin de Pheriche est entièrement enneigé, la fonte de la neige est relativement lente et se produit sur plusieurs mois jusqu'en décembre 2013. Le SCA estimé à partir des images satellite présente une forte variabilité, cependant le SCA simulé est en accord avec les observations MODIS. Le modèle semble donc simuler correctement la fonte du couvert neigeux après l'évènement du typhon.

Les Figures III.21c et Figures III.21d présentent la réponse hydrologique simulée par le modèle, les contributions aux écoulements (définitions 1 et 2) ainsi que les débits horaires observés à la station de Pheriche. Le modèle simule une augmentation des débits à l'exutoire entre le 20 octobre et le 1<sup>er</sup> novembre causée par une importante fonte de la neige dans la partie aval du bassin (Figure III.21c). Les débits simulés présentent un fort cycle diurne lié à la fonte de la neige en milieu de journée. Or les débits mesurés à la station de Pheriche ne présentent pas de pic après le passage du typhon et ont un cycle diurne moins marqué que le cycle diurne simulé. Étant donné que le couvert neigeux semble bien simulé (Figure III.21b), on peut écarter l'hypothèse d'une sur-estimation de la fonte de



neige par le modèle. Il semble que le modèle simule correctement la production de ruissellement mais que la réponse des débits est trop rapide, comme montré précédemment (cf section ??). L'absence de représentation des lacs glaciaires et des systèmes de drainage des glaciers peut expliquer la réponse trop rapide des débits simulés mais la Figure III.21d montre aussi un éventuel effet tampon du sol dans la partie aval du bassin de Pheriche qui ne serait pas correctement représenté par le modèle. En effet, sur la Figure III.21d une part importante du pic de débit simulé entre le 20 octobre et le 1<sup>er</sup> novembre est due à la contribution des sols dans les zones non englacées. Une hypothèse est que la vallée de Pheriche située dans la partie aval du bassin (cf chapitre II Figure II.3a) possède une capacité de stockage plus importante que celle estimée à partir des mesures d'épaisseur de sol réalisées sur le terrain (cf section II.3.1.2) qui expliquerait l'absence de réponse rapide des écoulements à la fonte du manteau neigeux.

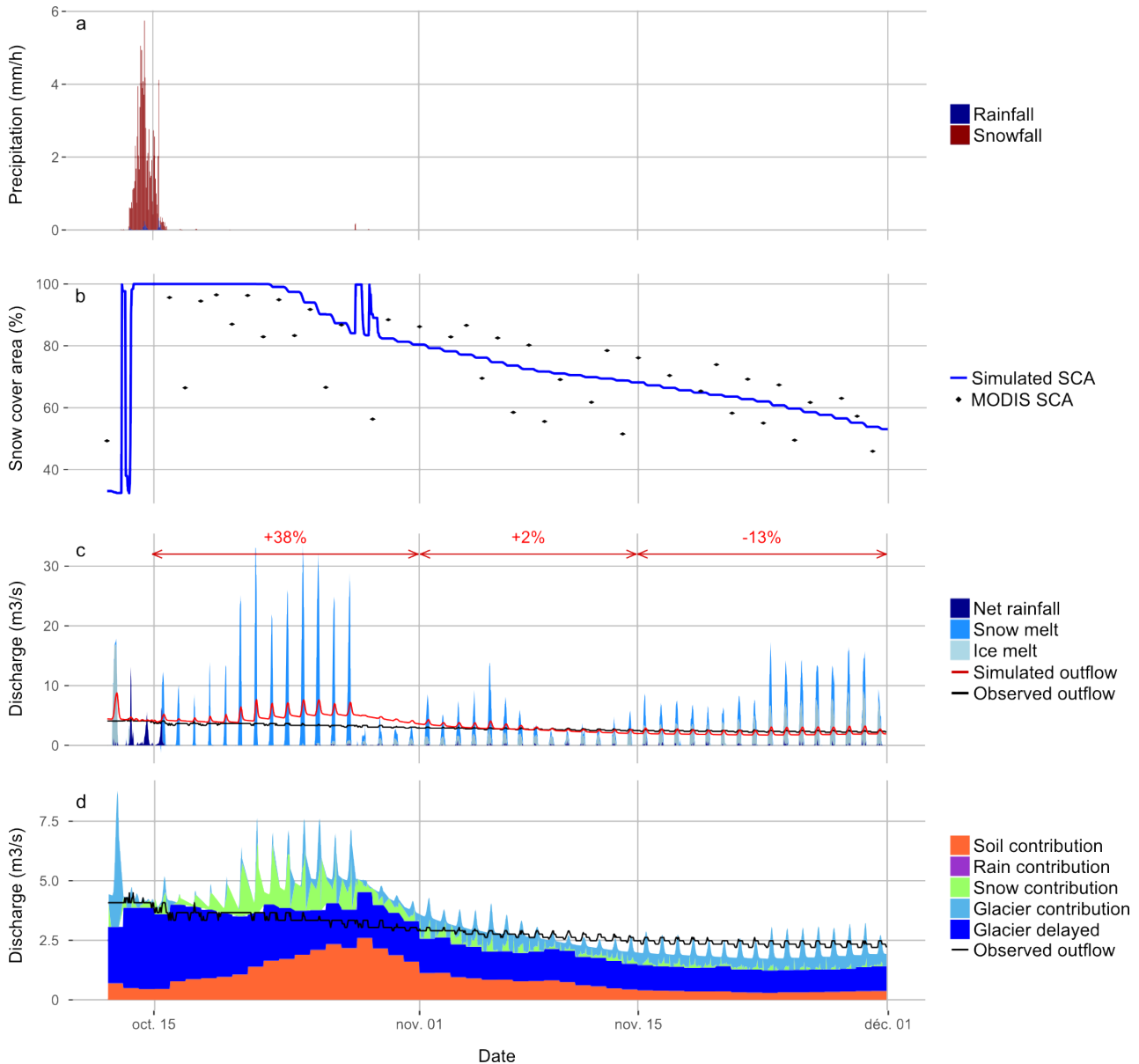


FIGURE III.21 – Résultats de simulation pour l'évènement du typhon Phailin d'octobre 2013 : a) précipitation horaire sur le bassin de Pheriche (rouge : précipitation solide, bleu : précipitation liquide), b) surface enneigée journalière du bassin simulée (bleu) et observée par MODIS (noir), c) débits horaires simulés (rouge), contributions au ruissellement horaires simulées (définition 1) et débits horaires observés à Pheriche (noir) (les chiffres indiqués en rouge correspondent au biais moyen des débits simulés sur des périodes de 15 jours), d) contributions aux écoulements horaires simulées (définition 2) et débits horaires observés à Pheriche (noir).

## III.4. Synthèse

La représentation des processus cryosphériques dans le modèle DHSVM-GDM a été optimisée en prenant en compte les effets des avalanches et de la couverture de débris sur les glaciers, ainsi qu'en modifiant la fonction de la décroissance de l'albédo de la neige. Les résultats de simulation montrent que les modifications apportées au modèle améliorent la simulation du couvert neigeux, du bilan de masse des glaciers et de la variation saisonnière des débits à l'exutoire.

Ce chapitre montre la difficulté d'estimer précisément la contribution de la fonte de glace dans les débits de rivière. Deux définitions différentes ont été utilisées pour quantifier les contributions aux écoulements (contributions des différents processus à l'origine du ruissellement et contributions par zones du bassin versant). L'utilisation des deux définitions permet d'obtenir des informations complémentaires et de mieux comprendre l'origine des écoulements simulés dans le bassin.

Les résultats obtenus avec la nouvelle version du modèle DHSVM-GDM montrent que la fonte de glace et la fonte de neige sont les deux contributions principales aux écoulements et qu'elles représentent chacune plus de 40 % des débits à l'exutoire. Les résultats de simulation montrent aussi les effets de stockage d'eau liquide dans les glaciers et dans les sols pendant les saisons de pré-mousson et de mousson et de déstockage pendant les saisons de post-mousson et d'hiver qui permettent d'alimenter les débits de la rivière du Khumbu en saisons sèches. Plus particulièrement, les débits hivernaux sont contrôlés par le déstockage des zones englacées.

L'utilisation de différents inventaires de glaciers en entrée du modèle montre qu'il existe une forte incertitude concernant la surface englacée dans le bassin versant et que le choix d'un inventaire de glaciers pour la modélisation hydrologique impacte sensiblement la simulation du bilan de masse des glaciers, des débits à l'exutoire et l'estimation de la contribution de la fonte glaciaire aux écoulements.



---

# Incertitudes des données de précipitation et impact sur la modélisation glacio-hydrologique

---

## Sommaire

---

IV.1. Publication : Impact of precipitation uncertainty on the simulated hydrological response of a small glacierized Himalayan catchment .....	123
IV.1.1. Résumé .....	123
IV.1.2. Abstract .....	124
IV.1.3. Introduction .....	124
IV.1.4. Study area .....	126
IV.1.5. Data and method .....	127
IV.1.5.1. Available datasets .....	127
IV.1.5.2. Hydro-glaciological modelling .....	129
IV.1.6. Results and discussion .....	130
IV.1.6.1. Temperature and precipitation gradients .....	130
IV.1.6.2. Precipitation datasets analysis .....	131
IV.1.6.3. Impacts of the precipitation uncertainty on the modelled water balance components	136
IV.1.6.4. Impact of the altitudinal gradients on the modelled waterbalance components. . .	144
IV.1.7. Conclusions and perspectives .....	145
IV.2. Résultats complémentaires .....	147
IV.3. Retour sur l'évènement du typhon Phailin en octobre 2013 .....	149

IV.4. Synthèse ..... 152

---

Les résultats présentés dans le chapitre précédent ont été obtenus en utilisant les mesures de précipitation des pluviomètres Geonor situés aux stations météorologiques de Pheriche et de la Pyramide. Ces données ne sont disponibles que depuis décembre 2012, ce qui empêche une étude sur une longue période. De plus ce sont des données in situ qui nécessitent d'être spatialisées sur l'ensemble de la surface du bassin versant, or dans une région avec une topographie complexe et peu de données disponibles, une forte incertitude repose sur la méthode d'interpolation spatiale des données observées. Enfin, une des principales incertitudes concernant les précipitations en Himalaya est l'estimation de la quantité de précipitation neigeuse, difficile à mesurer.

Ce chapitre vise à estimer l'incertitude liée aux données de précipitation dans le bassin de Pheriche en se basant sur plusieurs jeux de données disponibles et à analyser l'impact de cette incertitude sur les résultats de la modélisation hydro-glaciologique.

---

## **IV.1. Publication : Impact of precipitation uncertainty on the simulated hydrological response of a small glacierized Himalayan catchment**

Cette section est composée d'une publication qui a été soumise dans Journal of Hydrometeorology.

### **IV.1.1. Résumé**

L'étude du climat présent et passé, ainsi que l'étude de l'évolution des glaciers et des ressources en eau de l'Himalaya requièrent des données de précipitations fiables. Bien que plusieurs types de données de précipitation soient disponibles sur la région himalayenne, tous ces jeux de données présentent des incertitudes qui limitent la compréhension des flux de précipitations à haute altitude. Les observations in situ sont souvent utilisées comme données de référence, cependant les stations météorologiques situées à haute altitude sont rares et les précipitations mesurées sont caractérisées par des sous-estimations significatives. Les produits de précipitation grillés permettent d'obtenir des informations sur la distribution spatiale des précipitations mais ces produits ne sont généralement disponibles que pour de larges résolutions spatiales qui créent des incertitudes supplémentaires dans les régions montagneuses. Cette étude compare trois types de données de précipitation : (i) des données in situ, (ii) des données satellitaires (TRMM, CHIRPS) et un produit de réanalyse (HAR) sur un petit bassin versant de haute altitude (Haute Dudh Koshi, Népal, 146 km<sup>2</sup>, entre 4260 et 8848 m d'altitude), puis évalue l'impact de l'incertitude des précipitations sur la modélisation glacio-hydrologique. Il existe des différences significatives entre les cumuls annuels (de 470 à 1190 mm/an) et les variations saisonnières et diurnes des différents jeux de données. En particulier pendant la saison de mousson, la comparaison des jeux de données montre que les précipitations sont fortement surestimées par TRMM et CHIRPS et sous-estimées par HAR. Les simulations réalisées avec le modèle DHSVM-GDM montrent que le choix d'un jeu de données a un impact important sur la simulation de la dynamique de la couverture

nivale, des bilans de masse des glaciers ainsi que des débits annuels, saisonniers et horaires. Cette étude montre que l'incertitude des précipitations induit une forte incertitude sur la quantification des contributions aux écoulements puisque la contribution de la fonte de glace simulée varie de 29 à 70 % selon le jeu de données de précipitation utilisé.

### **IV.1.2. Abstract**

Reliable precipitation data in the Himalayas are essential for the study of the water resources, the evolution of glaciers, and the present and future climate. Although several types of precipitation datasets are available for the Himalayan region, all of them have limitations, which hamper the quantification of the precipitation fluxes at high elevations. This study compares different types of precipitation datasets issued from (i) in situ data, (ii) satellite based data (TRMM, CHIRPS), and (iii) a reanalysis product (HAR) for a small headwater catchment at high elevations (Upper Dudh Koshi, Nepal) and assesses the impact of the precipitation uncertainty on the result of the modelling of the glacio-hydrological system. During the analysed period from 2010 to 2015, large differences between the precipitation datasets occur regarding annual amounts (ranging from 470 to 1190 mm/yr) as well as in seasonal and diurnal cycles. For example, the monsoon precipitation is overestimated by TRMM and CHIRPS and underestimated by HAR. The simulations with the glacio-hydrological model DHSVM-GDM show that the choice of a given precipitation dataset greatly impacts the simulated snow cover dynamics, glacier mass balances as well as the annual, seasonal and diurnal streamflows. Due to the uncertainty in the precipitation, the simulated contribution of the ice melt to the annual outflow also remains uncertain and simulated fractions range from 29 to 70 % for the 2012-2013 glaciological year.

### **IV.1.3. Introduction**

The Hindu-Kush Himalaya (HKH) holds the third largest glacierized area after the polar regions and provides water for more than 1.5 billions inhabitants living in the major Asian basins of the Ganges, Brahmaputra, Indus, Yellow River, and Yangtze [IMMERZEEL et al., 2010]. The HKH is a key region to study both climate and water resources availability as its mountain glaciers play an important role in the water cycle [VIVIROLI et al., 2007; KASER et al., 2010; PRITCHARD, 2017] and are a good indicator of climate change [SCHERLER et al., 2011; BOLCH et al., 2012; KÄÄB et al., 2015]. Moreover, this densely populated region is very vulnerable concerning the access to water [SHRESTHA & ARYAL, 2011; MCDOWELL et al., 2013; SINGH et al., 2016]. The knowledge of the precipitation fluxes occurring in the HKH is essential for the study of the present climate and hydrological regimes and their future evolution in order to develop appropriate adaptation strategies for water resources management.

The precipitation in the HKH region is influenced by two major synoptical situations : the summer Indian monsoon system, which starts in the Bay of Bengal and progresses towards the Himalayan mountain range, bringing heavy precipitation between June and September, and the Westerlies originating from the Mediterranean, Arabian or Caspian Seas and bringing precipitation during winter [LANG & BARROS, 2004; WANG, 2006; BOOKHAGEN & BURBANK, 2010]. However, at high elevations, due to the complex topography, the atmospheric processes remain poorly understood. In addition, the



quantification of the precipitation involves large uncertainties because of limited observations. Particularly, the relation between precipitation and elevation and the distribution of the precipitation phase (rainfall and snowfall) is not yet fully resolved [MÉNÉGOZ et al., 2013].

Nevertheless, several types of precipitation datasets are available for the HKH region. First, some in situ measurements exist and are often used as reference data, however, the meteorological stations measuring precipitation are scarce with relatively short time series and very few observations at elevations above 5000 m a.s.l.. Moreover instruments for in situ measurements are known for underestimating the solid precipitation [WOLFF et al., 2015]. Thus, a reliable relationship between precipitation and elevation is difficult to realize. In the Dudh Koshi basin SALERNO et al. [2015] established an exponentially decreasing precipitation gradient, while EECKMAN et al. [2017] proposed linear gradients with elevation thresholds. As a result, large uncertainties concerning the spatial distribution of the precipitations exist. Furthermore, gridded precipitation products are available such as TRMM based on satellite measurements [BOOKHAGEN & BURBANK, 2006], APHRODITE, based on a spatial interpolation of a rain-gauge network [YATAGAI et al., 2012], and reanalysis datasets like ERA-40 [UPPALA et al., 2005], ERA-Interim [DEE et al., 2011], MERRA [RIENECKER et al., 2011], and NCEP-NCAR [KALNAY et al., 1996]. The gridded data sets provide a full spatial coverage, but are only available at coarse spatial ( $> 0.25^\circ$ ) and temporal (mostly daily) resolutions. Moreover, satellite products such as TRMM are also known for showing significant biases for solid precipitation [MÉNÉGOZ et al., 2013; MAUSSION et al., 2014]. Nevertheless, these datasets are commonly used at different spatial and time scales in the HKH region in climatological, glaciological, and hydrological studies, which all depend strongly on precipitation data.

Several studies have compared the different precipitation datasets over the HKH region [ANDERMANN et al., 2011; PALAZZI et al., 2013; CEGLAR et al., 2017] and showed high discrepancies in the annual amounts as well as in the seasonal variability. In contrast, the precipitation uncertainty at very high elevation and at sub-daily time scales has not been addressed in these studies. Yet, the estimation of precipitation at small spatial and temporal scale is important for the understanding of glaciological or hydrological processes in these areas. For instance, in glaciological modelling the amount of precipitation and its spatial distribution on glaciers determine the accumulation and plays an important role in the glacier mass balance estimation [IMMERZEEL et al., 2012a; JAROSCH et al., 2012].

This study evaluates the precipitation uncertainty in a small high elevated catchment (above 4000 m a.s.l.) located in the Dudh Koshi catchment in Nepal. Five in situ and gridded precipitation datasets available for the period 2010-2015 at high spatial resolution ( $< 0.25^\circ$ ) and temporal resolution (from hourly to daily) were used for comparison. Among them two precipitation datasets derived from two different types of rain gauges were used to evaluate the uncertainty of the in situ measurements in a catchment, which receives a significant share of its annual precipitation as snow. This study compares the precipitation derived from each dataset on annual, monthly, and sub-daily time scales in order to assess the temporal variations and the liquid and solid phases of the precipitation. Moreover, the uncertainty of the interpolation method used for spatializing in situ data is addressed by estimating different sets of precipitation and temperature altitudinal gradients and analysing their impact on the average basin precipitation and the snowfall/rainfall distribution.

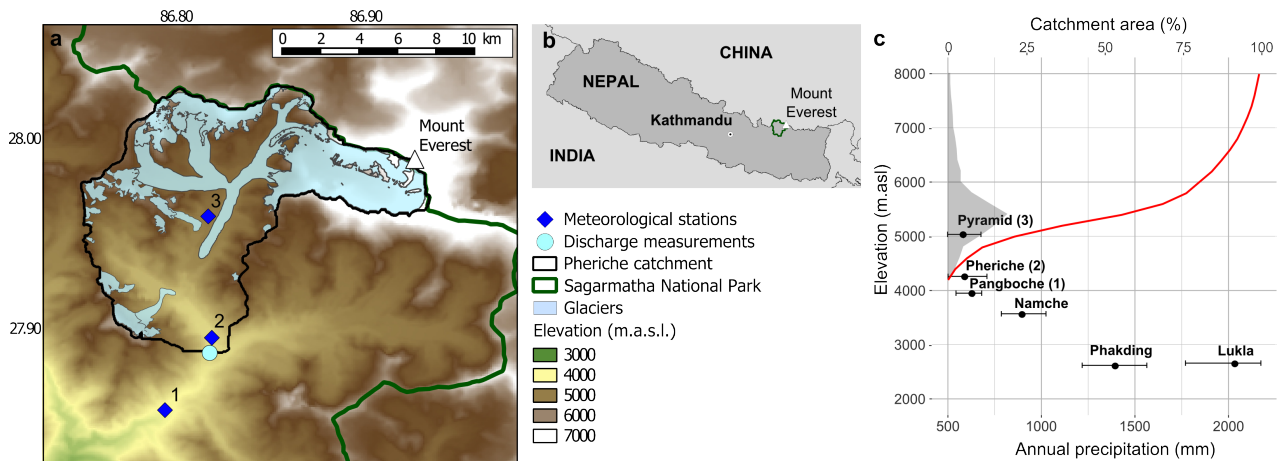


FIGURE IV.1 – a,b) Study area : Pheriche catchment (black) in the Sagarmatha National Park (green) in Nepal. Numbers correspond to the meteorological stations listed in Table IV.1. c) Observed mean annual precipitation as a function of elevation. Annual precipitation is calculated for the period 2000-2015 for years with data coverage above 90 % (data measured with tipping buckets rain gauges). The hypsometry of the Pheriche basin is represented in grey and cumulative hypsometry by the red line.

In the second part of this study, the glacio-hydrological model DHSVM-GDM (Distributed Hydrological Soil Vegetation Model - Glaciers Dynamics Model) is used to evaluate the impact of the precipitation uncertainty on the simulated water balance and the estimated contributions of ice and snow melt to the outflow. Finally, the simulated results of the outflow, the snow cover, as well as the glacier mass balances are compared for the different precipitation datasets at annual to diurnal time scales.

#### IV.1.4. Study area

This study focuses on the Pheriche sub-catchment of the Dudh Koshi basin (outlet at coordinates 27.89°N, 86.82°E) located in Nepal on the southern slopes of the Mt.Everest in the Sagarmatha National Park (SNP) (Figure IV.1). The catchment area corresponds to 146 km<sup>2</sup> and its elevation extends from 4260 to 8848 m a.s.l.. Further details can be found in MIMÉAU et al. [2018].

Local climate is mainly controlled by the Indian summer monsoon [BOOKHAGEN & BURBANK, 2006] and is characterized by four different seasons : a cold dry winter from December to March with some precipitation brought by the Westerlies, a warm and moist summer with most of the annual precipitation occurring during the monsoon from June until September, and two transition seasons, the pre-monsoon season in April/May and the post-monsoon season in October/November [SHRESTHA et al., 2000].

Figure IV.1c shows the precipitation as a function of elevation in the upper Dudh-Koshi basin and confirms the decrease of the annual precipitation above 2500 m a.s.l. in the Dudh Koshi catchment [SAVÉAN et al., 2015 ; SALERNO et al., 2015 ; EECKMAN et al., 2017]. Yet, around 80 % of the Pheriche catchment is situated above 5000 m a.s.l., and the highest precipitation gauge in the Khumbu region is the Pyramid located at 5035 m a.s.l., which shows the lack of in situ measurements for the analysis of the spatial variability of precipitation in the Pheriche catchment.

N <sup>o</sup>	Name	Elevation (m)	Lat (°)	Lon (°)	Observed variables (1)	Type of rain gauge (2)
1	Pangboche	3950	27.857	86.794	T, P	TB
2	Pheriche	4260	27.895	86.819	T, P, WS, RH, SWin	TB, Geonor
3	Pyramide	5035	27.959	86.813	T, P, WS, RH, SWin, LWin	TB, Geonor

Tableau IV.1 – List of meteorological stations characteristics. (1) T: air temperature, P: precipitation, WS: wind speed, RH: relative humidity, SWin: incoming shortwave radiation, LWin: incoming long-wave radiation. (2) TB: tipping bucket, Geonor: Geonor T-200 sensor.

## IV.1.5. Data and method

### IV.1.5.1. Available datasets

In situ meteorological data are available at hourly time steps at the three meteorological stations located in Pangboche (3950 m a.s.l.), Pheriche (4260 m a.s.l.), and Pyramid (5035 m a.s.l.) (Table IV.1). At the Pheriche and Pyramid stations, precipitation was measured with two different types of rain gauges : classical tipping buckets and Geonor T-200 sensors (since December 2012). Classical tipping buckets are known for underestimating solid precipitation [WOLFF et al., 2015]. The Geonor rain gauges are designed to measure solid precipitation more accurately and a correction was applied on the measured data for potential undercatch following the method described in LEJEUNE et al. [2007]. For this study, two precipitation datasets were established based on the measurements with the two instruments referred as Pluvio and Geonor datasets.

Three other precipitation datasets available at high spatial resolution (<30 km) and daily or sub-daily time scale for the Himalayan region were used (Table IV.2). We considered the High Asia Refined analysis (HAR) atmospheric dataset, which was generated by dynamical downscaling of global analysis data using the Weather Research and Forecasting model (WRF) and provides data at an hourly time step and a resolution of 10 km over the Tibetan Plateau from 2001 to 2014 [MAUSION et al., 2014]. We further used precipitation data from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA). This study makes use of the TRMM3B42 version 7 product, which provides precipitation data from a combination of remote sensing observations (microwave imager, precipitation radar, visible and infrared scanner) and in situ observations [HUFFMAN et al., 2007]. The TRMM precipitation data are available since 1998 at a spatial resolution of 0.25° and a time step of 3 hours. Finally, we used the Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data (CHIRPS) precipitation product [FUNK et al., 2015]. CHIRPS is a global precipitation dataset, which combines satellite imagery (infrared Cold Cloud Duration observations) with in situ stations data. CHIRPS precipitation are available since 1981 at a daily time step and a spatial resolution of 0.05°.

#### Hourly precipitation data

Since the hydrological model is forced with precipitation data at a 1 h time step, the TRMM and CHIRPS datasets were converted into hourly data.

Tableau IV.2 – List of precipitation data sets.

Data set	Spatial resolution	Temporal resolution	Time period	PR grad	T grad	Reference
Geonor (in situ)	2 stations	hourly	2012-2015	H, D, M, A, B	H, D, M, A, B	This study (IRD)
Pluvio (in situ)	2 stations	hourly	2010-2015	H	D	This study (EvK2-CNR)
CHIRPS 1	5 km	daily	2010-2015	-	D	FUNK et al. [2015]
CHIRPS 2	5 km	hourly	2012-2015	-	D	FUNK et al. [2015]
HAR	10 km	hourly	2010-2014	-	D	MAUSSION et al. [2014]
TRMM	27 km	3 hours	2010-2015	-	D	HUFFMAN et al. [2007]

PR grad : Precipitation gradient, T grad : Temperature gradient, H : Hourly, D : Daily, M : Monthly, A : Annual, B : Benchmark.

In the case of the TRMM dataset, the precipitation over 3 hours was uniformly distributed among the 1 h time step.

Concerning CHIRPS precipitation, two different datasets were established in order to assess the impact of the sub-daily distribution of the precipitation on the repartition between solid and liquid phases and on the glacio-hydrological modelling. First, a dataset referred as CHIRPS 1 was derived by uniformly distributing the precipitation intensity over the entire day. The second dataset CHIRPS 2, was created using the precipitation intensity observed by the Geonor rain gauges according to Equation IV.1.

$$P_{CHIRPSH} = P_{CHIRPSJ} \times \frac{P_{ObsH}}{P_{ObsJ}} \quad (IV.1)$$

$P_{CHIRPSH}$  and  $P_{CHIRPSJ}$  are the 1 h and 24 h precipitation in a CHIRPS grid cell and  $P_{ObsH}$  and  $P_{ObsJ}$  the 1 h and 24 h precipitation measured by the closest Geonor rain gauge. If no precipitation was measured during a day ( $P_{ObsJ} = 0$ ), the CHIRPS daily precipitation was also uniformly distributed over the entire day.

### Spatial interpolation

To separate solid and liquid precipitations, in situ temperatures from the Pheriche and Pyramid AWS were interpolated by IDW at 100 m resolution and a daily temperature lapse rate (see section IV.1.5.1.c) was applied to take into account the elevation. The derived temperature distribution was applied to all precipitation datasets. For each precipitation dataset, precipitation is defined as snowfall if the temperature is below 0 °C and as rainfall if the temperature is above 2 °C. Between 0 °C and 2 °C precipitation is composed of mixed snowfall with the share of rainfall increasing linearly with temperature.

To estimate the Pheriche catchment precipitation from the Geonor and Pluvio datasets, the precipitation data from the Pheriche and Pyramid AWS were spatially interpolated by inverse distance weighting (IDW) at a 100 m resolution over the catchment.

The HAR, TRMM, CHIRPS 1 and CHIRPS 2 catchment precipitation were estimated by calculating the mean of the datasets grid cells covering the Pheriche catchment.

#### Altitudinal gradients

We tested the impact of the imposed temperature and precipitation lapse rate on the catchment precipitation and on the snowfall and rainfall partitioning. The precipitation and temperature lapse rates are calculated using in situ data collected at Pangboche (3950 m a.s.l.), Pheriche (4260 m a.s.l.), and Pyramid (5035 m a.s.l.) at hourly, daily, monthly, and annual times scales. Geonor precipitation was used for the Pheriche and Pyramid stations. A benchmark set of lapse rates with a constant precipitation lapse rate equal to 0 and a standard average temperature gradient equal to  $-0.0065 \text{ }^\circ\text{C.m}^{-1}$  [BARRY & CHORLEY, 1987] was used as reference.

Linear regressions were performed to derive hourly and daily precipitation lapse rates. Only significant lapse rates with a value of the correlation coefficient  $R^2$  higher than 0.75 were retained (43 % of the hourly precipitation). In other cases, the lapse rate was considered as not significant and, set to 0.

#### *IV.1.5.2. Hydro-glaciological modelling*

##### Description of the model

The glacio-hydrological model DHSVM-GDM (Distributed Hydrological Soil Vegetation Model - Glaciers Dynamics Model) developed by WIGMOSTA et al. [1994] and NAZ et al. [2014] is a physically based, spatially distributed model, which simulates the water fluxes over a basin considering soil moisture, evapotranspiration, sublimation, glacier mass balance, snow cover, and runoff production at hourly to daily time scales using an energy-balance model. The parametrization of snow and glaciers in DHSVM-GDM was modified concerning the snow albedo, the snow transport by avalanches, and the ice melting for debris-covered glaciers. These modifications as well as the applied model parameters are presented in detail in MIMÉAU et al. [2018].

##### Numerical set-up

To describe the topography of the study area an ASTER DEM originally at 30 m resolution was resampled to a 100 m resolution. For the soils and landcover description, the SOTER Nepal soil classification [DIJKSHOORN & HUTING, 2009] and a landcover classification from the ICIMOD inventory [BAJRACHARYA, 2014] were used.

A soil depth map was derived from the DEM as a function of slope and elevation [WIGMOSTA et al., 1994]. Soil depths range between 0.5 and 1 m except for glacierized areas, where the soil depth was fixed to 2 m in order to represent a simplified englacial storage and drainage system [MIMÉAU et al., 2018].

The glacier delineation from RACOVITEANU et al. [2013] was used to describe glacierized areas and an ice depth map was derived from the DEM as a function of the slope following the method described in SHEA et al. [2015]. A reduction factor of 0.4 was applied for the melt of the debris covered glaciers [MIMÉAU et al., 2018].

Concerning the meteorological forcing, in situ measurements of air temperature, relative humidity, wind speed, incoming shortwave and incoming longwave from the Pheriche and Pyramid AWS were spatially distributed using the IDW method. In order to test the sensitivity of the glacio-hydrological modelling to the temperature and precipitation gradients the model was forced with the Geonor precipitation dataset with five sets of precipitation and temperature gradients : hourly, daily, monthly, annual and benchmark gradients (Table IV.2).

For the Geonor and Pluvio datasets, hourly precipitation gradients are used to derive the spatially-resolved precipitation. For the HAR, TRMM and CHIRPS datasets, no precipitation gradient was applied and the precipitation was uniformly distributed over the original grid of each dataset. Concerning temperatures, the same daily temperature lapse rates were applied for the six simulations.

Simulations were run at 1 h time step and 100 m spatial resolution for periods with available meteorological, precipitation, and discharge data.

#### Model evaluation

A multi-criteria evaluation was performed using the simulated outflows, the snow cover area, and the glacier mass balance. Discharge measurements of the Khumbu River at Pheriche station were used as reference for the evaluation of simulated outflows. Discharge measurements were obtained from a pressure water level sensor at 1 h interval since October 2010 with an uncertainty of 15 %. Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE) [NASH & SUTCLIFFE, 1970] and Kling-Gupta Efficiency (KGE) [GUPTA et al., 2009] were chosen as objective functions and applied to daily discharges. We used daily MODIS satellite images corrected and resampled at a 250 m resolution with the MODImLab algorithm [SIRGUEY et al., 2009] to evaluate the simulation of the snow cover area [MIMEAU et al., 2018]. The simulated glacier mass balances were evaluated at basin scale by comparison with previously published regional geodetic mass balances.

### **IV.1.6. Results and discussion**

#### *IV.1.6.1. Temperature and precipitation gradients*

Figure IV.2 presents the calculated hourly, daily, monthly, and annual temperature and precipitation lapse rates and the associated correlation coefficient  $R^2$ . The mean annual temperature lapse rate in the Pheriche catchment is  $-5.1 \text{ }^\circ\text{C}(1000 \text{ m})^{-1}$  ( $R^2 = 0.95$ ). The temperature gradient is smallest during the winter and monsoon seasons and highest during the pre-monsoon and post monsoon seasons. These gradients are consistent with the results by KATTEL et al. [2013] and IMMERZEEL et al. [2014], who found mean annual gradients of  $-5.2$  and  $-5.4 \text{ }^\circ\text{C}(1000 \text{ m})^{-1}$ , respectively, and similar seasonal patterns for the southern slope of the central Himalayas and in the Langtang basin. The  $R^2$  values are lower during winter mainly due to temperature inversions. During the period from November 2010 to November 2015 we found 25 days with positive daily temperature gradients. Such temperature inversions are only represented by hourly and daily gradients, while monthly and annual gradients do not capture such rare conditions.

For the precipitation lapse rates, we found a mean annual lapse rate of  $35 \text{ mm}(1000 \text{ m})^{-1}$  ( $R^2 = 0.83$ ), which is consistent with the results by SALERNO et al. [2015] and EECKMAN et al. [2017], who

Tableau IV.3 – Mean annual basin precipitation obtained with the six precipitation datasets during the period 2010-2015 (depending on data availability) and the glaciological year 2012-2013.

<b>Dataset</b>	<b>Geonor</b>	<b>Pluvio</b>	<b>CHIRPS 1</b>	<b>CHIRPS 2</b>	<b>HAR</b>	<b>TRMM</b>
<b>Period</b>	<b>2012-2015</b>	<b>2010-2015</b>	<b>2010-2015</b>	<b>2012-2015</b>	<b>2010-2014</b>	<b>2010-2015</b>
Total (mm)	688	481	1065	961	471	1186
Monsoon (%)	60	85	76	77	53	75
Snowfall (mm)	528	301	638	627	359	707
Snowfall (%)	77	63	60	65	76	60
<b>Period</b>	<b>2012-2013</b>					
Total (mm)	717	499	1005	1011	521	1235
Monsoon (%)	59	77	73	73	38	67
Snowfall (mm)	516	295	578	612	406	687
Snowfall (%)	72	59	57	61	77	56

found slightly decreasing annual precipitation above 4000 m a.s.l.. However, at monthly, daily and hourly scales we found fluctuations between positive and negative lapse rates. The monthly lapse rates show positive values in winter (between January and April) and mainly negative values during the monsoon and post-monsoon seasons. This corresponds to the different types of precipitation fluxes occurring in the catchment : during the monsoon season the precipitation flux has a South-North direction and decreases with altitude after reaching a maximum precipitation between 2500 and 3000 m a.s.l [SALERNO et al., 2015 ; SAVÉAN et al., 2015 ; EECKMAN et al., 2017]. However, in winter the precipitation are caused by the westerlies with a West-East gradient, which can contribute to more precipitation at higher altitudes. Figure IV.2b shows that at the hourly time step (i.e. the time step of the hydrological modelling in this study), the hourly precipitation gradient show large fluctuations whereas the annual and monthly gradients are very close to the benchmark gradient equal to zero. This shows that precipitation gradients calculated with annual or monthly precipitation amounts are likely to have a very small impact on the precipitation spatial distribution and the glacio-hydrological simulation with a 1 h time step.

#### IV.1.6.2. Precipitation datasets analysis

##### Annual precipitation amounts

The six analysed precipitation datasets show a large variability of annual precipitation amount over the Pheriche catchment (Table IV.3). The Pluvio and HAR datasets indicate less than 490 mm.yr<sup>-1</sup> of precipitation, whereas the CHIRPS and TRMM datasets result in precipitation rates higher than 960 mm.yr<sup>-1</sup>. The Geonor dataset gives an intermediate rate with 688 mm.yr<sup>-1</sup>. The distribution between solid and liquid precipitation varies between the datasets with the fraction of annual solid precipitation ranging from 60 % for the TRMM dataset to 76 % for HAR. A large difference between the two datasets from the in situ measurements is found (301 mm (63 %) of annual snowfall for the Pluvio dataset vs. 528 mm (77 %) for the Geonor dataset) related to the undercatch of the solid precipitation by the standard pluviometer. The two CHIRPS datasets result in rather similar annual precipitation for the year 2012-2013, however, the CHIRPS 2 dataset results in a slightly larger fraction of snowfall compared to CHIRPS 1 with fractions of 61 % and 57 % of solid precipitation.

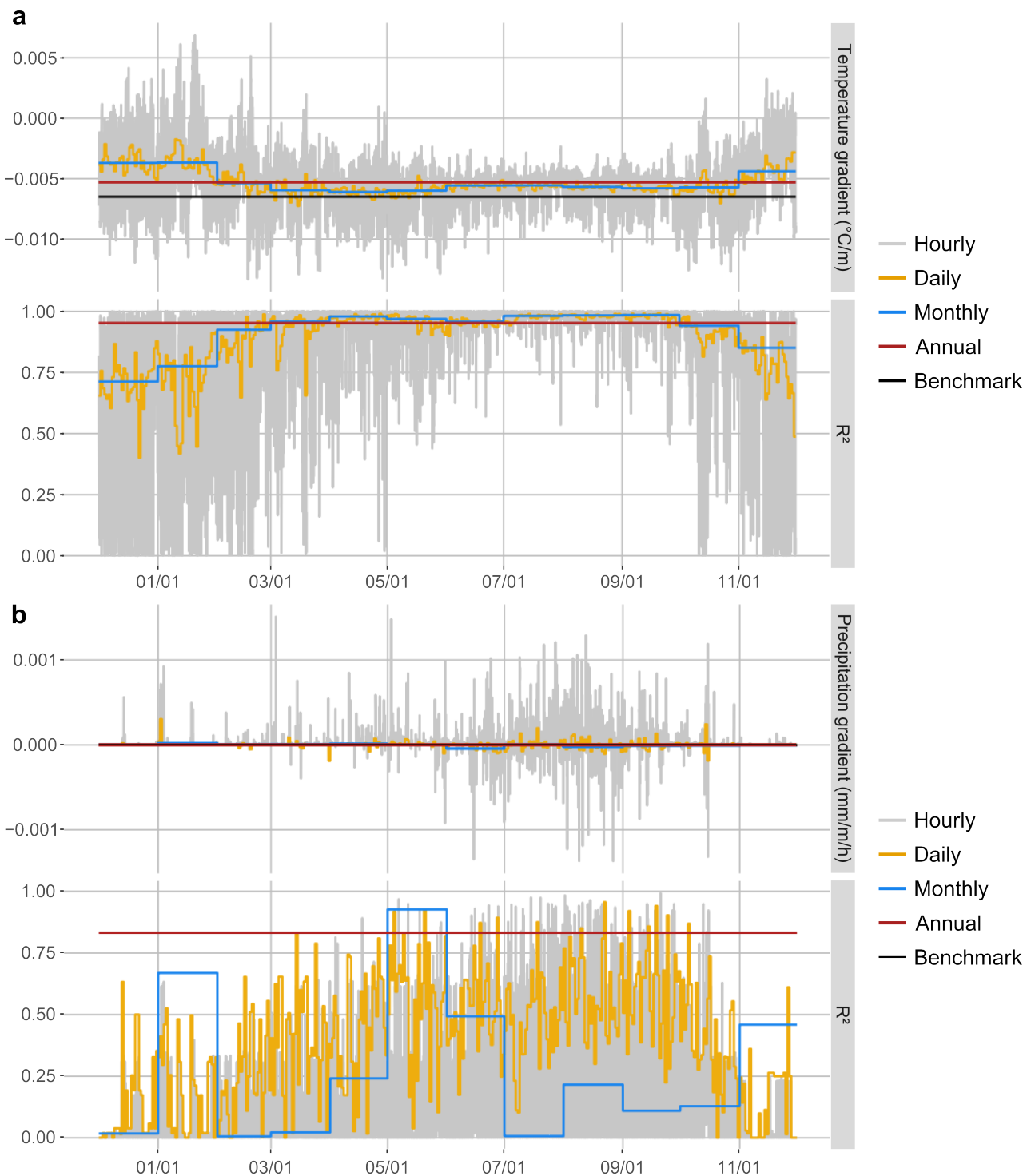


FIGURE IV.2 – a) Temperature and b) precipitation gradients calculated at hourly, daily, monthly, and annual time steps with in situ data (Pyramid, Pheriche and Pangboche stations). Corresponding correlation coefficients  $R^2$  obtained by linear regression for each time step are shown in the bottom panels.



Tableau IV.4 – Mean annual basin precipitation during the period 2012-2015 obtained with the Geonor precipitation dataset and with temperature and precipitation lapse rates calculated at different time steps.

<b>Lapse rate</b>	<b>Hourly</b>	<b>Daily</b>	<b>Monthly</b>	<b>Annual</b>	<b>Benchmark</b>
Total (mm)	688	621	575	588	597
Monsoon (%)	60	58	55	59	59
Snowfall (mm)	525	469	433	436	464
Snowfall (%)	76	76	75	74	78

Concerning the impact of the lapse rate on the catchment precipitation, Table IV.4 shows that the derived annual amounts range between 575 and 688 mm for the Geonor dataset. Therefore, the uncertainty related to the lapse rate is smaller than the uncertainty related to the source of the precipitation data. Nevertheless, the lapse rates have a significant impact on the precipitation at very high altitude (above 6000 m a.s.l.) and, thus, mainly impact the amount of annual solid precipitation ranging from 433 to 525 mm. The application of the hourly lapse rate results in the highest precipitation because positive lapse rates mainly occur during the winter season, which leads to larger amounts of snowfall at very high altitudes. On the opposite, the monthly and annual lapse rates give smaller precipitation amounts than the benchmark dataset. Applying the monthly and annual gradients causes a decrease at higher altitudes, while the precipitation is homogeneous in the benchmark dataset.

We also tested the sensitivity of the temperature and precipitation lapse rates separately. The results show that the solid/liquid precipitation distribution is mainly sensitive to the precipitation lapse rate. The chosen time step for the temperature lapse rate calculation has a limited impact on the solid/liquid precipitation distribution as the mean annual snowfall amount obtained with the hourly, daily, monthly, and annual temperature lapse rates tested separately ranges between 525 and 533 mm.

Figure IV.3 presents the spatial distribution of the precipitation for each dataset for the glaciological year 2012-2013, which is the only common year in all datasets. The precipitation datasets show a large variability in their spatial distribution. The interpolated in situ precipitation results in a relatively uniform precipitation over the catchment with more snowfall at higher altitudes, especially in the Eastern part of the catchment around the Mount Everest. The Geonor and Pluvio datasets have similar rainfall, but different snowfall patterns. The CHIRPS datasets show a South-North gradient with more precipitation on the northern part of the catchment and a West-East gradient. The CHIRPS 1 dataset shows more rainfall in the valleys and less snowfall on elevated areas compared to CHIRPS 2. The HAR precipitation also follows a strong west-east gradient with very little precipitation on the Western part (less than 300 mm) and more than 800 mm on the eastern part around the Mount Everest. Since TRMM precipitation has a coarse spatial resolution, the catchment is almost entirely covered by one grid cell leading to a uniform precipitation pattern for the catchment. The grid cell corresponding to the northern part of the catchment gives a smaller amount of precipitation, since it is centred on the Tibetan plateau, which receives much less precipitation and is not representative for the Pheriche catchment.

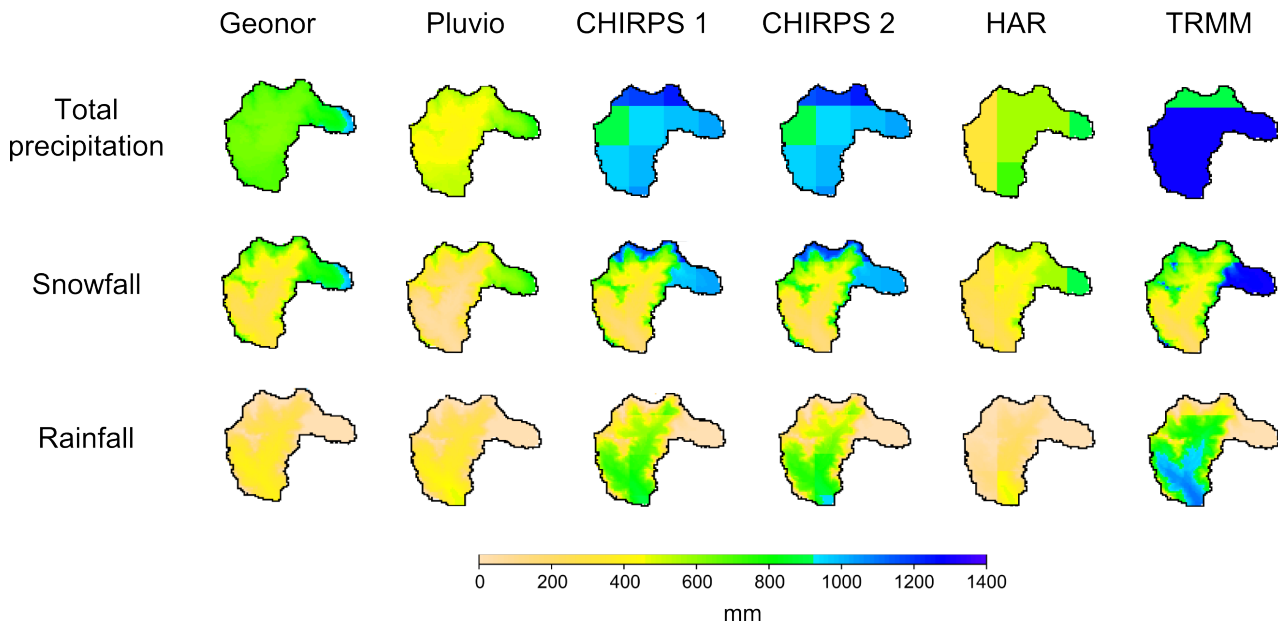


FIGURE IV.3 – Spatial distribution of the total precipitation, snowfall, and rainfall for the year 2012-2013 for each precipitation data set.

#### Seasonal variation of the precipitation

Figure IV.4 represents the monthly precipitation for each precipitation dataset between 2011 and 2015. The pluviometers clearly underestimate the winter precipitation. With the Pluvio dataset 81 % of the precipitation occurs during the monsoon season. WAGNON et al. [2013] and SALERNO et al. [2015] both found a high monsoon precipitation share (respectively 80 % and 90 %) at the Pyramid station using the EvK2-CNR precipitation measurements with classical tipping buckets and these studies both mentioned that the solid precipitation was under-estimated by the tipping buckets. With the Geonor dataset the monsoon precipitation represents only 60 % of the annual precipitation because the Geonor gauges measure more solid precipitation during the winter season (Figure IV.4). The CHIRPS, HAR and TRMM datasets also show differences in the seasonal repartition of precipitation. Figure IV.4 shows that seasonal variations in the HAR dataset are very different from the other datasets and that most of the precipitation occurs between the post and pre-monsoon seasons, when the temperatures are lower leading to a high proportion of snowfall (77 %). Moreover, the monsoon precipitation seems to be under-estimated (only 53 % of the annual precipitation in the HAR dataset). The CHIRPS and TRMM data result in more precipitation during the monsoon season (76 % and 77 %) with a smaller proportion of snowfall. The monthly precipitation in Figure IV.4 shows that CHIRPS and TRMM seem to particularly over-estimate the precipitation during the monsoon season and the pre-monsoon.

#### Diurnal variation of precipitations

Figure IV.5 represents the daily cycle of the precipitation for all datasets and for the different seasons. The two in situ precipitation datasets have very different patterns during winter, pre-monsoon and post-monsoon. The Geonor shows a broad maximum in the second half of the day with highest values around 18 :00. The Pluvio dataset shows peaks of precipitation around noon during post-monsoon and winter. This can be explained by the fact that the classical tipping buckets do not register the snow entering the bucket, when the temperature is below 0 ° C. The snow accumulates

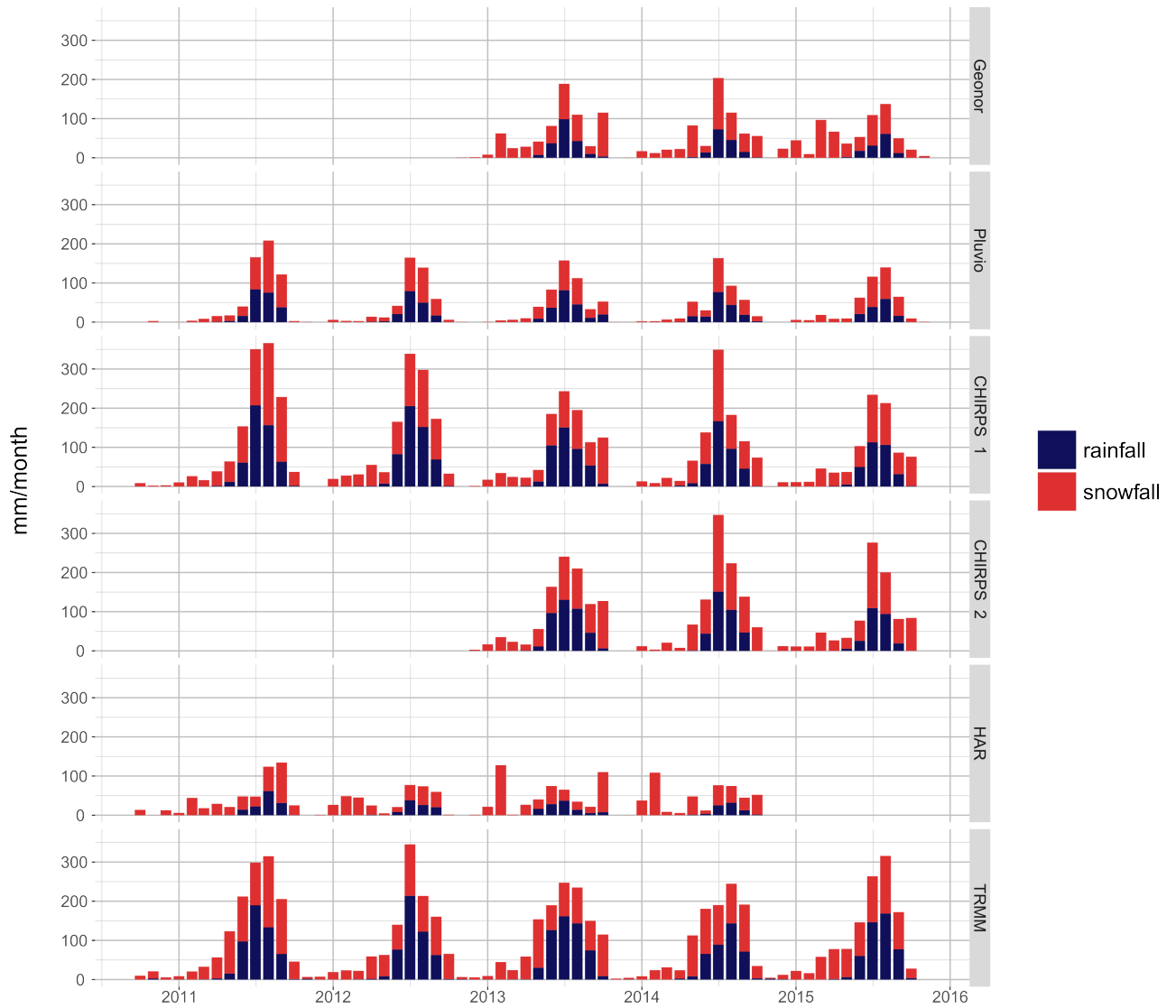


FIGURE IV.4 – Monthly rainfall and snowfall derived for each dataset.

inside the bucket and melts only later when the ambient temperature rises above  $0^{\circ}\text{C}$  during the day. Thus, the peak is mainly caused by the melting of the previously accumulated snow. This precipitation pattern results in different distributions of liquid and solid precipitation since air temperatures are applied to determine the precipitation phase. During pre-monsoon and post-monsoon, a significant part of the Pluvio precipitation is characterized as rainfall because the precipitation is recorded during daytime with temperatures above  $0^{\circ}\text{C}$ . Thus, it is likely that a large fraction of the snowfall is wrongly attributed to liquid precipitation. In contrast, almost all precipitation obtained by the Geonor is defined as snowfall, since precipitation is mainly recorded during the evening and at night with temperatures below  $0^{\circ}\text{C}$ . During the monsoon season, the Geonor and Pluvio datasets give similar precipitation patterns since the air temperatures at the Pheriche (4260 m a.s.l.) and Pyramid (5035 m a.s.l.) stations are generally positive and the precipitation measured by both instruments is classified as rain.

The two CHIRPS datasets give different patterns of snowfall and rainfall distributions due to the different sub-daily repartition of the precipitation. Particularly, during the monsoon season, the CHIRPS 1 dataset leads to a shift of the rainfall peak at noon compared to the evening peak obtained with the CHIRPS 2 dataset.

The TRMM dataset has a diurnal pattern similar to the Geonor dataset during the monsoon season with a peak of precipitation in the evening. TRMM clearly overestimates the precipitation during the pre-monsoon and monsoon seasons, particularly the evening snowfall events during pre-monsoon.

HAR shows diurnal winter and monsoon precipitation patterns different from the other datasets. In winter, HAR shows no particular diurnal variation and higher snowfall intensities than the other datasets. During monsoon season, precipitation intensities are lower, the peak of precipitation occurs in the morning and precipitation at night and during the evening remains limited.

#### *IV.1.6.3. Impacts of the precipitation uncertainty on the modelled water balance components*

Figure IV.6 shows the annual simulated water balance for the year 2012-2013 derived with each precipitation dataset. In all simulations, the sum of the water losses is on average 3.5 % below the sum of the contributions, which means that the simulated water balance is not at equilibrium. This difference is due to numerical errors during the executions of the simulations.

The simulated annual outflow is clearly not directly proportional to the annual amount of precipitation. Datasets with high amounts of precipitation (CHIRPS and TRMM) lead to an over-estimation of the annual outflow, but this is also the case for the Pluvio dataset with a low amount of precipitation. The annual amount of precipitation impacts the amount of ice melt. Large amounts of precipitation result in a low amount of glacier mass loss, whereas low amounts of precipitation result in large glacier mass losses. The snow and rainfall distribution and the temporal distribution of the precipitations also play major roles in the water balance : datasets with similar amounts of precipitation, but with different amounts of solid precipitation (i.e. the Pluvio and HAR datasets) result in different glacier mass losses and annual outflows. Similarly, the CHIRPS 2 dataset has the same annual amount of precipitation than CHIRPS 1, but a different temporal distribution and leads to a lower glacier mass loss and annual outflow.

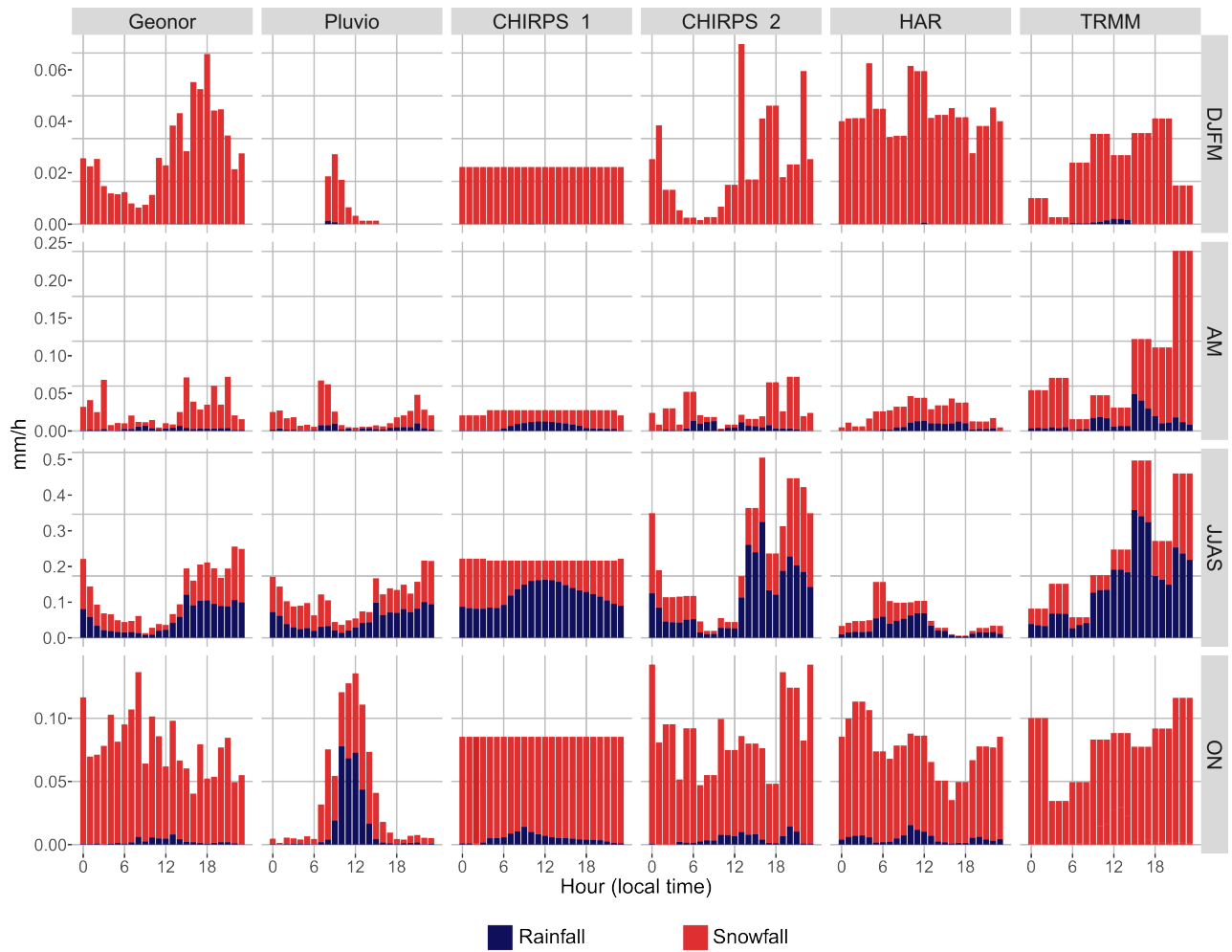


FIGURE IV.5 – Derived diurnal cycles of rainfall and snowfall for the year 2012-2013 for the Pheriche catchment average for the seasons winter (DJFM), pre-monsoon (AM), monsoon (JJAS), and post-monsoon (ON).

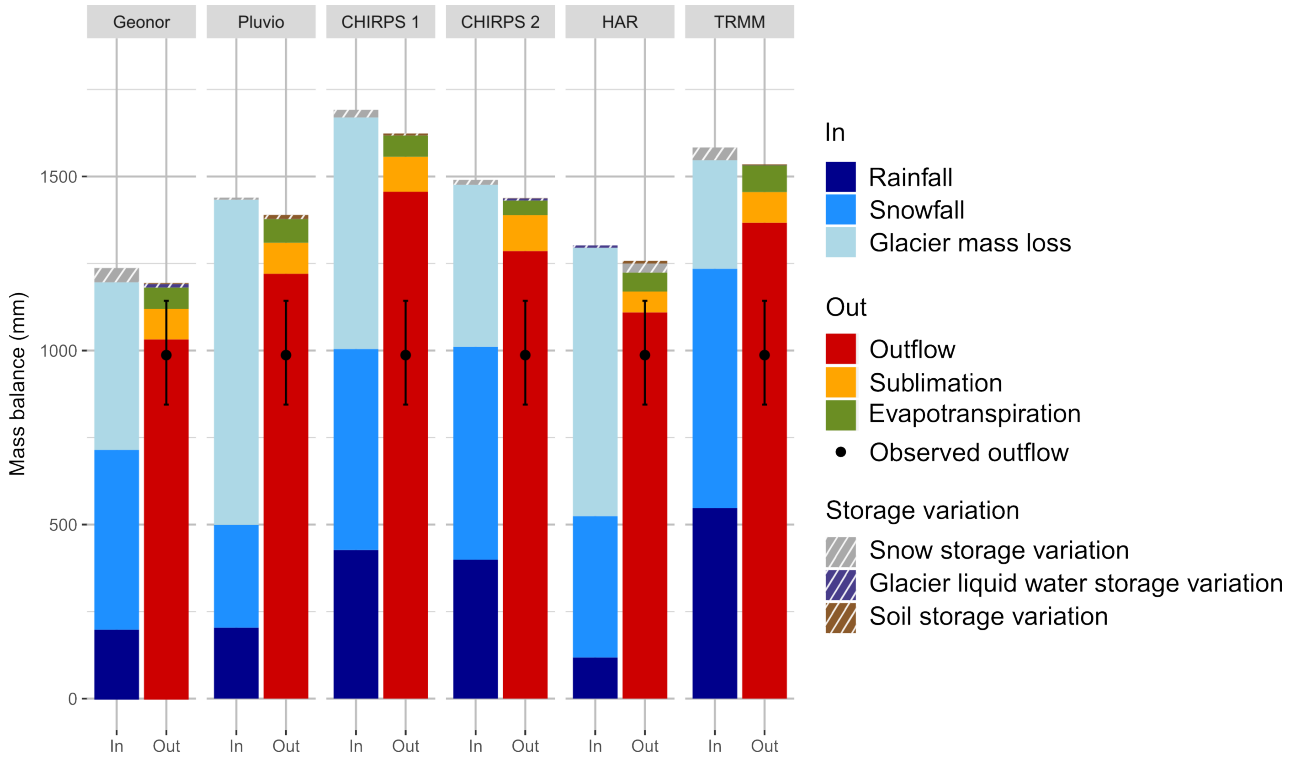


FIGURE IV.6 – Simulated water balance for the six precipitation datasets for the year 2012-2013. For each dataset, the left column represents the water contributions for runoff (precipitation and ice melt), and the right column represents the water losses (outflow, evapotranspiration, and sublimation). The soil, englacial water, and snow storage variations are either considered as contributions or losses depending on their sign. Observed outflow at the Pheriche station is represented in black with an uncertainty of 15 %.

Concerning the losses by evapotranspiration and sublimation, all precipitation datasets lead to similar results with annual values around 150 mm. In the simulations, the annual soil, snow and englacial storages remain constant and do not impact the annual water balance.

Snow cover area (SCA) and snow water equivalent (SWE)

Figure IV.7 shows the simulated SWE and SCA during the glaciological year 2012-2013 with respect to the used precipitation dataset. The median SWE for the catchment shows a large variability and ranges from 156 mm to 300 mm obtained with the HAR and TRMM precipitation data, respectively.

The two in situ datasets, result in very different SWE and SCA. The Geonor dataset gives a median daily SWE of 235 mm and a median daily SCA of 60 % of the catchment area, whereas the Pluvio dataset leads to very low daily SCA and SWE values. Most of the SCA values obtained with the Pluvio dataset range between 25 and 35 % and the Pheriche basin is never fully covered by snow, which is not in agreement with the SCA derived from the MODIS images. The differences between the SCA and SWE values obtained with the Geonor and Pluvio datasets are clearly related to different amounts of annual snowfall (Table IV.3). The datasets CHIRPS 1 and 2 show the impact of the diurnal distribution of the precipitation on the snow cover simulation. CHIRPS 1 has less annual snowfall, which explains that CHIRPS 1 gives smaller daily SWE values than CHIRPS 2. Moreover, as the precipitation is uniformly distributed during the day, the snowfall intensities are smaller in the CHIRPS 1 dataset leading to a thinner snow pack and a quicker melting of the fresh snow. The

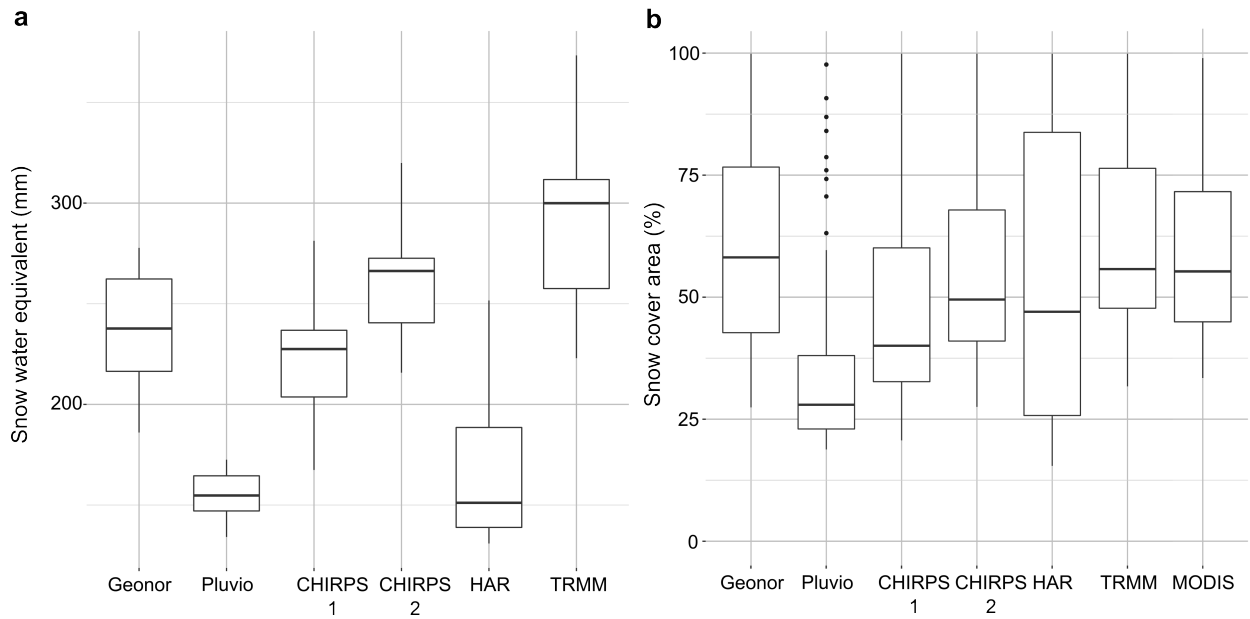


FIGURE IV.7 – Boxplot of the daily SWE (a) and SCA (b) for the year 2012-2013 simulated with the six precipitation datasets. Observed SCA derived from daily MODIS satellite images is also shown.

CHIRPS 2 dataset with the hourly disaggregation using in situ data results in simulated SCA closer to MODIS. The HAR dataset has a low mean SWE value, but a large SCA variability with a mean SCA of 47 %. Most of the HAR precipitation occurs during winter and is classified as solid precipitation, which explains the high SCA. Nevertheless, the snow melts quickly, when the temperature increases and the little snowfall during the monsoon season causes the low SWE values and the low minimum SCA. The large amount of snowfall in the TRMM dataset leads to a median snow coverage of 55 % in the catchment. The SWE value is also higher than obtained with the other datasets due to a larger snow accumulation. The comparison between the six precipitation datasets shows that the simulated SWE and SCA are not linearly correlated to the annual amount of snowfall. For example, the Geonor dataset leads to a higher median SWE value compared to the CHIRPS 1 dataset despite the lower amount of snowfall (492 mm for the Geonor dataset vs. 578 mm for CHIRPS 1 for the year 2012-2013). Similarly, the Pluvio and HAR both result in low median SWE values (around 150 mm) with different amounts of annual snowfall (295 mm for the Pluvio dataset vs. 406 mm for HAR). This shows that the seasonal and hourly distribution of the solid precipitation has a large impact on the simulated snow cover.

### Glacier component

Figure IV.8 illustrates the impact of the precipitation dataset on the simulated glacier mass balance. The simulated glacier mass balance is well correlated to the annual amount of snowfall ( $R^2 = 0.7$ ). Nevertheless, the CHIRPS 1 and CHIRPS 2 datasets show that similar snowfall amounts can lead to different simulated glacier mass balances. For instance, for the glaciological year 2012-2013, while the annual amounts of snowfall of the CHIRPS 1 and CHIRPS 2 datasets correspond to 578 and 612 mm, the derived glacier mass balances are equal to  $-1.55 \text{ m w.e.yr}^{-1}$  and  $-1.09 \text{ m w.e.yr}^{-1}$ , i.e. a difference of +34 mm on the snowfall amount leads to a difference of +0.46  $\text{m w.e.yr}^{-1}$  on the mass balance. The large differences between the mass balances simulated with the CHIRPS 1 and CHIRPS 2 datasets shows the impact of the precipitation amount distribution during the day on the

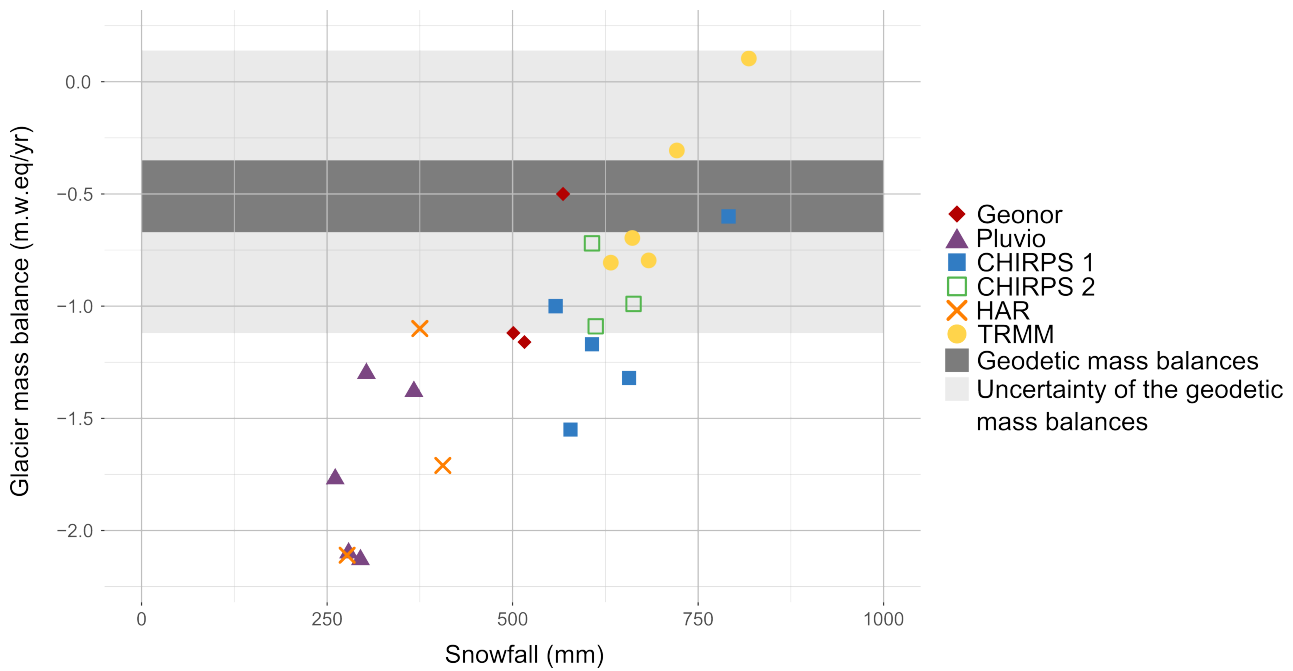


FIGURE IV.8 – Correlation between the simulated annual glacier mass balance and annual snowfall amounts for the six precipitation datasets and the three glaciological years 2012-2015. The dark grey rectangle represents the range of the geodetic mass balances from the literature, and the light grey rectangle represent the range of uncertainty of the geodetic mass balances (cf. Table IV.5).

glacier mass balance : the CHIRPS 2 dataset leads more precipitation during the afternoon and night in the monsoon season and results in higher snow accumulation and less melting.

Figure IV.8 and Table IV.5 also shows the range of values of glacier mass balances determined with geodetic methods [BOLCH et al., 2012; GARDELLE et al., 2013; NUIMURA et al., 2015; KING et al., 2016; BRUN et al., 2017]. Only the order of magnitude of these mass balances can be compared to the simulated annual mass balances since the considered areas and the time periods are not the same in all studies. The Pluvio and HAR datasets result in very negative glacier mass balances (with a mean annual mass balances respectively equal to  $-1.74 \text{ m w.e.yr}^{-1}$  and  $-1.52 \text{ m w.e.yr}^{-1}$ ) due to the lack of snow accumulation on the glaciers and the excess of ice melt and differ strongly from observed glacier mass balances. The mass balances simulated with the Geonor dataset (ranging between  $-0.5 \text{ m w.e.yr}^{-1}$  and  $-1.16 \text{ m w.e.yr}^{-1}$ ) are close to the geodetic mass balances and remain within the interval of uncertainty. Concerning the CHIRPS datasets, the mass balances obtained with the CHIRPS 1 dataset are lower than the mass balances simulated with the Geonor dataset, whereas the CHIRPS 1 snowfall amounts are higher. The hourly distributed precipitation of the CHIRPS 2 dataset leads to simulated mass balances closer to the geodetic mass balances values. The glacier mass balances simulated with the TRMM dataset are all within the range of uncertainty of the geodetic mass balances. However, for the glaciological year 2010-2011, the TRMM leads to a positive mass balance which does not seem realistic. The large amounts of snow accumulation produced by the TRMM dataset cause low amounts of ice melt, which explains the higher mass balances obtained with the TRMM dataset.

### Runoff components

Figure IV.9 illustrates the simulated annual and monthly discharges and flow components for the glaciological year 2012-2013 derived for the six precipitation datasets. Here, the sum of the three flow



Tableau IV.5 – Geodetic mass balances estimated on the Khumbu-Changri glacier and the Pheriche catchment.

Glacier mass balances (m w.e.yr <sup>-1</sup> )	Period	Area	Reference
-0.32±0.09	2000-2016	Pheriche catchment	BRUN et al. [2017]
-0.38±0.52	2002-2007	Khumbu-Changri glacier	BOLCH et al. [2012]
-0.67±0.45	2000-2008	Khumbu-Changri glacier	NUIMURA et al. [2015]
-0.47±0.18	1999-2011	Khumbu-Changri glacier	GARDELLE et al. [2013]
-0.35±0.15	2000-2016	Khumbu-Changri glacier	KING et al. [2016]

components (ice melt, snow melt, and net rainfall) corresponds to the total production of runoff. At a monthly time step, the production of runoff is not necessarily equal to the river outflow because the time of transfer within the catchment is not taken into account.

#### Annual contributions :

Like the applied precipitation datasets the simulated annual outflow shows a considerable variability : it ranges from 1035 mm for the Geonor dataset to 1456 mm for the CHIRPS 1 dataset. Nevertheless, while the maximum and minimum annual precipitation amounts vary by a factor of 2.5 (1235 mm for the TRMM dataset and 491 mm for the Pluvio dataset for the year 2012-2013), the ratio between the maximum and minimum annual outflow is only on the order of 1.4. Figures IV.6 and IV.9 show that in cases with low annual precipitation amounts (and specifically with low annual snowfall amounts), additional ice melt leads to a compensation in the simulated annual outflows. As a result, the uncertainty related to the precipitation has a strong impact the estimation of the hydrological contributions to the outflow. With the different precipitation datasets, the ice melt contribution ranges from 29 to 70 %, the snow melt from 19 to 34 % and the net rainfall from 7 to 37 %. In the simulations using the HAR and Pluvio data sets, the low precipitation amounts are over-compensated by ice melt leading to a higher outflow compared to the simulation with the Geonor dataset. In contrast, the CHIRPS and TRMM datasets overestimate the precipitation and produce too much runoff compared to the observed outflow (bias between +29 % and +47 %). The Geonor and HAR both give annual outflows similar to the observed outflow but with different contributions for the outflow components (67 % of ice melt for HAR and 47 % for Geonor).

#### Monthly contributions :

For all the datasets, the production of runoff is higher than the river outflow before the month of July, and lower in the period from August until December. This is due to the variation of the groundwater and englacial storage in the model : liquid water is stored in the soil or glacier reservoirs during the pre-monsoon and monsoon and then released during post-monsoon and winter [MIMEAU et al., 2018].

The Geonor dataset results in the best simulated outflow (NSE and KGE equal to 0.95 and 0.87 for daily discharges) except in October 2013 when the simulated discharge is over-estimated. This month is marked by the passage of the Phailin typhoon on October 13, which is not accurately reproduced by the model due to a too quick hydrological response to the event. The Geonor dataset results in mixed contributions of net rainfall, snow melt, and ice melt during the monsoon season, a main contribution from snow melt during the pre-monsoon, and a main contribution of ice melt during post-monsoon and winter.

The simulation with the Pluvio dataset leads to an over-estimation of the winter and pre-monsoon discharges with a large contribution of ice melt. This is due to the low amount of snowfall during winter : the snow cover melts rapidly and the glaciers are exposed and contribute significantly already in March to the outflow.

With the HAR dataset, the discharges are well simulated (0.87 NSE and 0.75 KGE) particularly during low flow periods. The simulations with HAR generate a large amount of ice melt similar to the Pluvio dataset. However, the seasonal repartition of the flow components is very different between the two datasets. HAR results in a large amount of snowfall during winter, which delays the beginning of the ice melt and the rise of the discharges to May and is, thus, more consistent with the observed outflow. HAR overestimates the ice melt production during the monsoon season, because there is not enough precipitation to produce snow accumulation at high altitude to limit the glacier melt (Figure IV.7).

Concerning the CHIRPS datasets, the discharges are well simulated outside the monsoon season, but the excess of precipitation during the monsoon season leads to overestimated discharges. The simulations with the CHIRPS 1 and the CHIRPS 2 datasets show the impact of the diurnal cycle of the precipitation on the simulated annual and seasonal outflow. Similar amounts of precipitation with different sub-daily distributions give different solid and liquid precipitation repartition and, thus, different amounts of annual outflow : the uniformly distributed dataset (CHIRPS 1) simulates more outflow than the hourly distributed dataset (CHIRPS 2). The uniform distribution of the precipitation particularly impacts the winter and pre-monsoon discharges due to an excess of ice melt.

The TRMM and CHIRPS 2 datasets give almost the same amount of annual outflow, but different seasonal discharges and contributions to the outflow. Figure IV.4 shows that TRMM overestimates precipitation during the monsoon season as well as snowfalls during pre-monsoon. Figure IV.9 demonstrates that the outflow in this case is mainly controlled by snow melt during pre-monsoon, while the melting of ice only begins in June. In post-monsoon and winter the contribution of snow and ice melt remains small.

#### **Sub-daily variations of the flow components :**

Figure IV.10 shows the diurnal variations of the production of ice melt, snow melt, net rainfall and total outflow for each precipitation dataset. Except for monsoon net rainfall, the total runoff is produced by snow melt and ice melt during day time. The diurnal variation of the precipitation also impacts the production of runoff. Outside the monsoon season, the runoff production simulated with the Pluvio dataset is completely different from the results obtained with the other datasets. The wrongly attributed peak of rainfall at noon on the Pluvio dataset leads to a maximum in the rainfall contribution, which is not simulated with the other datasets. The lack of measured solid precipitation also leads to large amounts of ice melt in the middle of the day when the temperature is maximal. The excess of ice melt then leads to higher peaks of simulated discharge. The same phenomenon is observed with the two CHIRPS datasets : the uniform distribution of the daily precipitations in CHIRPS 1 impacts the diurnal production of runoff with smaller amounts of snow melt and higher amounts of ice melt.

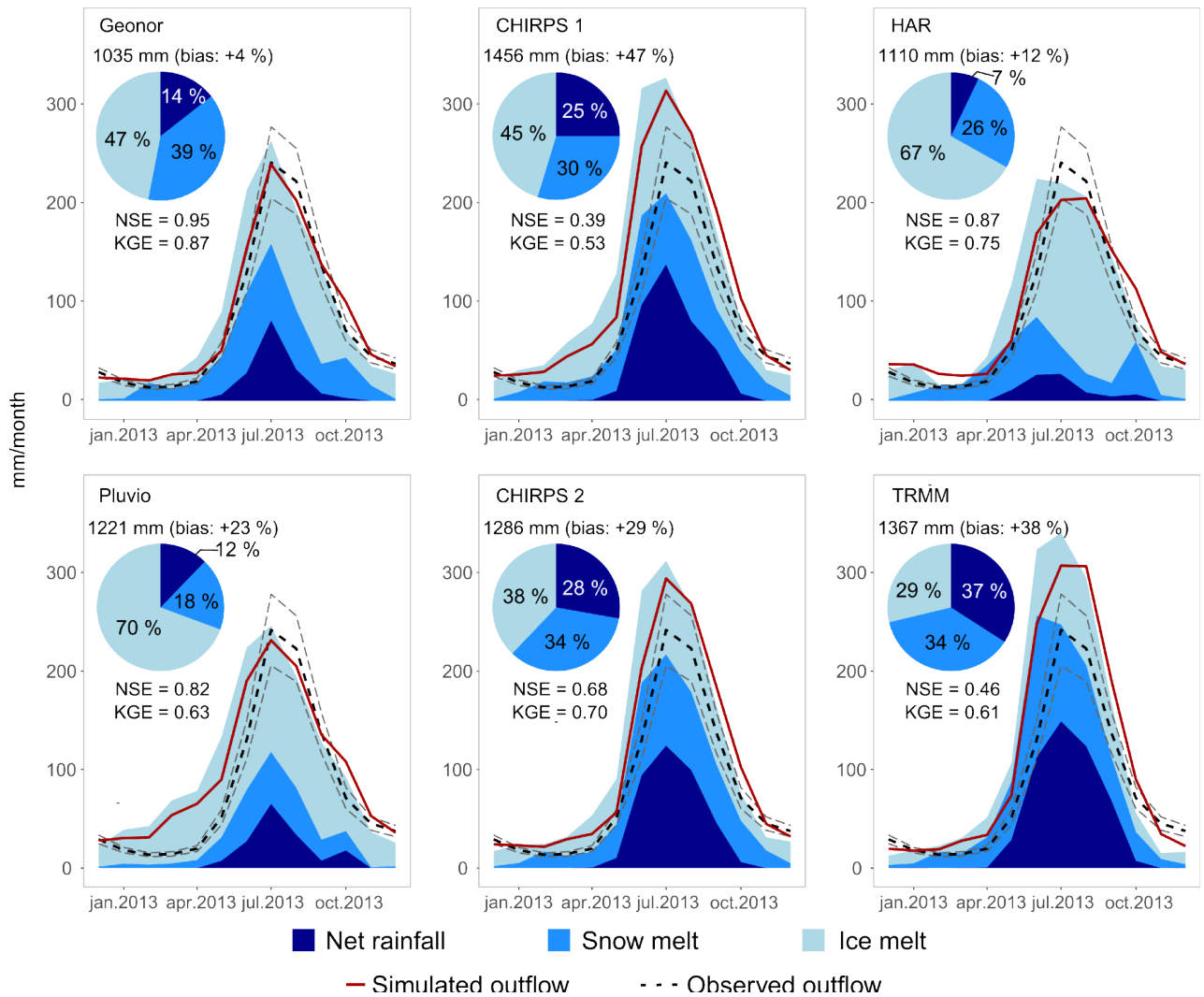


FIGURE IV.9 – Simulated annual and monthly outflow and flow components with the six precipitation datasets for the glaciological year 2012-2013. Observed outflows (black dashed line) are represented with a 15 % interval of uncertainty.

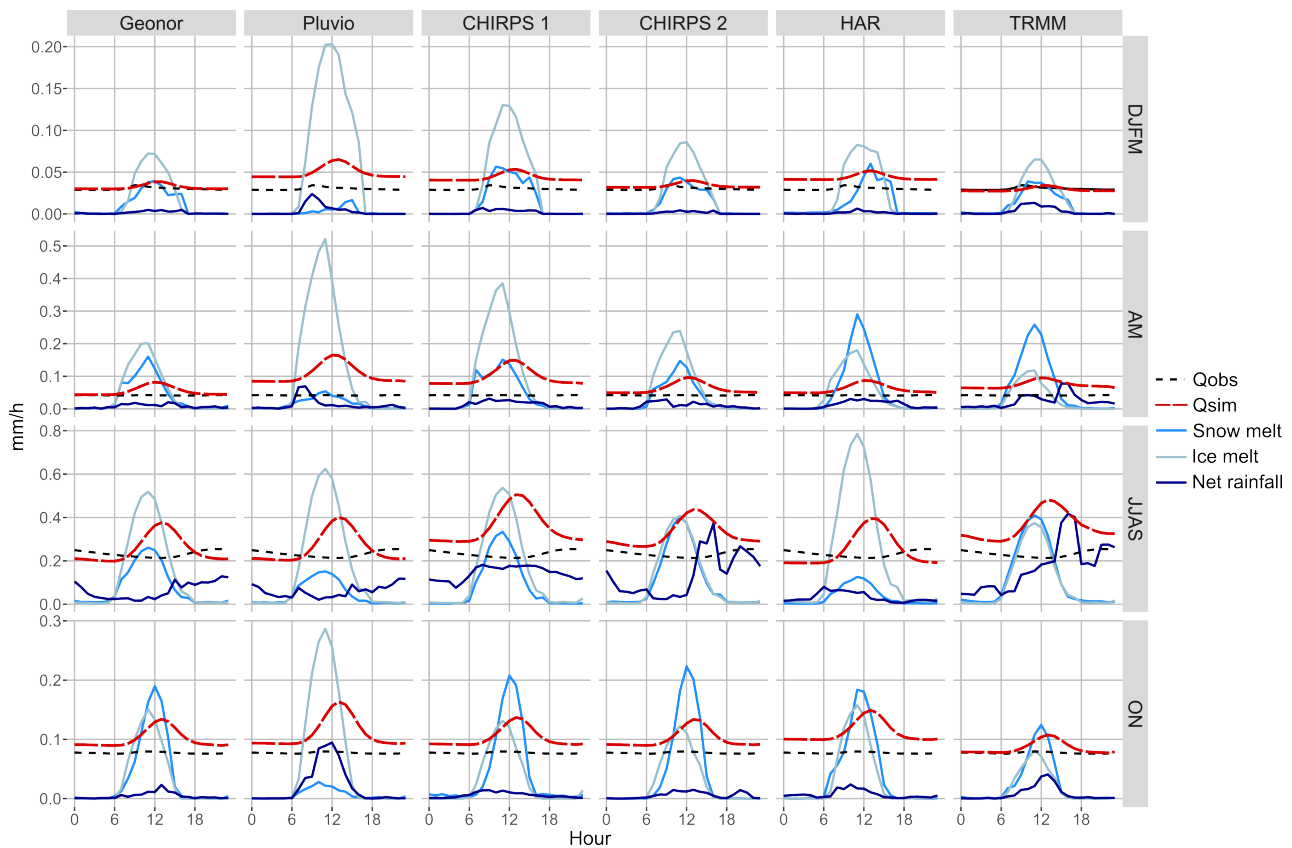


FIGURE IV.10 – Derived diurnal cycles of the observed and simulated discharges and the flow components for the year 2012-2013 for the Pheriche catchment average for the seasons winter (DJFM), pre-monsoon (AM), monsoon (JJAS), and post-monsoon (ON).

#### IV.1.6.4. Impact of the altitudinal gradients on the modelled waterbalance components

Table IV.6 presents the simulated glaciers mass balances and annual outflow simulated with the different sets of lapse rates. The temperature and precipitation lapse rates directly impact the snow accumulation on glaciers. In a catchment with 4000 m of altitude difference, even low values of precipitation gradients can lead to large differences in the precipitation at high altitude. The hourly and daily precipitation lapse rates lead to higher glacier accumulations than the benchmark gradients because they are mainly positive in winter and produce more snowfall at high altitude. In contrast, the monthly and annual gradients are negative, leading to a decrease of the precipitation with altitude and a smaller accumulation on glaciers.

The lapse rates indirectly impact the glacier mass balances and the ice melt production. The simulated mass balances range from  $-0.84 \text{ m w.e.yr}^{-1}$  with the hourly lapse rates to  $-1.46 \text{ m w.e.yr}^{-1}$  with the annual gradient. The mean annual outflow simulated with the monthly and annual lapse rates are higher than the annual outflow simulated with the hourly lapse rates due to the different amounts of ice melt.

This shows that the applied spatial distribution also has an impact on the hydrological modelling and the estimation of the flow components. Although the uncertainty related to the lapse rates is lower than the uncertainty related to the precipitation dataset, it is still significant, since the ice melt contribution ranges from 46 to 58 % for the different temperature and precipitation lapse rates. For

Lapse rate	P (mm)	Glaciers mass balance			Discharges			Flow components		
		MB (m)	Acc. (m)	Abl. (m)	Outflow (mm)	Biais (%)	KGE	Net rainfall (mm)	Snow melt (mm)	Ice melt (mm)
Hourly	688	-0.84	0.636	- 1.476	887	-7%	0.88	118 (13%)	363 (41%)	407 (46%)
Daily	621	-1.24	0.54	-1.78	993	4%	0.83	108 (11%)	348 (35%)	537 (54%)
Monthly	575	-1.43	0.477	- 1.907	1027	8%	0.8	99 (10%)	333 (32%)	595 (58%)
Annual	588	-1.46	0.487	- 1.947	1054	11%	0.77	107 (10%)	332 (32%)	615 (58%)
Benchmark	597	-1.1	0.516	- 1.616	907	-4%	0.81	91 (10%)	347 (38%)	468 (52%)

Tableau IV.6 – Mean annual glaciers mass balances, outflows and flow components simulated with different temperature and precipitation lapse rates for the period 2012-2015 (P: Precipitation, MB: Mass balance, Acc: Accumulation, Abl: Ablation).

a small high-elevated catchment, the results show that hourly lapse rates are more suitable since the annual lapse rate leads to an underestimation of the winter precipitation.

### IV.1.7. Conclusions and perspectives

In this study we compare the spatial distribution and temporal variability of several precipitation datasets for a small high-elevated catchment and evaluated the impact of the precipitation uncertainty on the glacio-hydrological modelling.

The precipitation datasets show a large variability particularly in terms of annual amount, seasonal and sub-daily variability. First, the comparison between two in situ precipitation datasets measured with different types of rain gauges showed that classical tipping buckets are not able to produce reliable precipitation data during post-monsoon and winter seasons. The classical tipping buckets strongly underestimate the solid precipitation and do not represent correctly the diurnal distribution of the precipitation. Geonor rain gauges seem to measure more realistic winter precipitation. However, the spatial interpolation of the in situ measurements leads to additional uncertainties : the mean annual catchment precipitation ranges from 575 to 688 mm/yr when using different sets of temperature and precipitation altitudinal gradients. Other precipitation datasets used in this study (TRMM, CHIRPS and HAR) showed a large variability in annual amounts and seasonal distributions. The mean annual precipitation estimated on the Pheriche catchment with these gridded precipitation datasets ranges from 470 to 1190 mm/yr. The HAR dataset tends to overestimate winter precipitation and underestimate monsoon precipitation, and TRMM and CHIRPS datasets strongly overestimate monsoon precipitation. These datasets show different spatial distribution of the annual precipitation with a South-North gradient for the CHIRPS dataset and a West-East gradient for the HAR dataset. The comparison between the precipitation datasets also showed that the sub-daily distribution of the precipitation has a significant impact on the rainfall and snowfall distribution.

The simulations using the glacio-hydrological model DHSVM-GDM demonstrate that the choice of a given precipitation dataset has a very strong impact on the simulated annual outflow as well as the flow components. The annual outflow simulated with the different datasets range from 1035 to 1456 mm for the glaciological year 2012-2013 and the ice melt contribution to the outflow range from 28 % to 70 %. The datasets, which underestimate the annual precipitation (HAR and classical tipping buckets), give higher estimations of the ice melt component. The diurnal cycle of the precipitation greatly impacts the simulated snow cover and glacier accumulation and, thus, indirectly influence the simulation of ice and snow melt. This highlights the importance of considering hourly time steps to accurately simulate the glacio-hydrological processes. As a result it is important to evaluate the performance of the precipitation datasets at a sub-daily time scale. The seasonal distribution of the precipitation also strongly impacts the simulated outflow. Datasets generating limited snow cover during winter (classical tipping buckets and CHIRPS 1) overestimate the winter and pre-monsoon discharges by simulating too much ice melt, while datasets overestimating the monsoon precipitation (TRMM and CHIRPS) tend to simulate higher rainfall contributions and lower ice melt contributions. Moreover, the choice of the temperature and precipitation gradients to interpolate in situ precipitation measurements leads to an uncertainty of 18 % on the simulated annual outflow and an uncertainty around 10 % on both snow and ice melt components. This study shows that, for a small high elevated catchment, the Geonor precipitation data interpolated with an hourly precipitation gradient leads to best results in terms of annual and seasonal outflow as well as a good representation of the snow cover area and glacier mass balance.

The spatial resolution of the TRMM and HAR datasets is not adapted for small catchments since it is too coarse for the study area and the precipitation may not be representative for the basin. It would be interesting to reproduce this study over a larger catchment (Dudh-Koshi basin) in order to evaluate the uncertainty related to the precipitation dataset at a larger scale. A refined method for the distinction between solid and liquid precipitation may also lead to more reliable results. Here we used two temperature thresholds equal to 0 and 2 ° C. This method contributes to uncertainties of the estimation of the catchment snowfall. Local measurements of the physical properties of the meteors with a disdrometer would enable a more accurate determination of the precipitation phases and, thus, reduce the uncertainty for the solid and liquid contribution to the precipitation. Moreover, instead of using a gridded precipitation data sets, the glacio-hydrological model could be forced by the output of a high resolution climate model. High resolution climate models enable simulating precipitation fluxes at small spatial resolution and have a better representation of the spatial distribution of the precipitation at local scale [MÉNÉGOZ et al., 2013]. COLLIER & IMMERZEEL [2015] and KARKI et al. [2017] both used the Weather Research and Forecasting model (WRF) at a 1 km resolution to simulate the atmospheric circulation on Himalayan catchments. They found that running the WRF model at high resolution with an explicit simulation of the convection improves the simulation of precipitation, in particular at high elevation. It also enables a better representation of the spatial pattern, magnitude, and the seasonal and diurnal cycle of the precipitation. Moreover, LI et al. [2017] used precipitation data generated at 300 m spatial resolution with WRF for hydrological simulations of a 800 km<sup>2</sup> basin in the Himalayas. These studies show encouraging results and using WRF simulations at a kilometre or sub-kilometre scale shows good potential to generate forcing data

for glacio-hydrological models in a small and high-elevated catchment such as the Pheriche catchment and, thus, reduce the uncertainty of the precipitation forcing data.

## **IV.2. Résultats complémentaires**

Les chroniques complètes des débits et des contributions mensuels simulés avec les jeux de données de précipitation sur la période 2010-2015 sont présentées en Figure IV.11. Les débits et les contributions hydrologiques simulés présentent peu de variabilité inter-annuelle et l'analyse réalisée dans ce chapitre sur l'année glaciologique 2012-2013 commune aux six jeux de données s'applique à l'ensemble de la période 2010-2015.

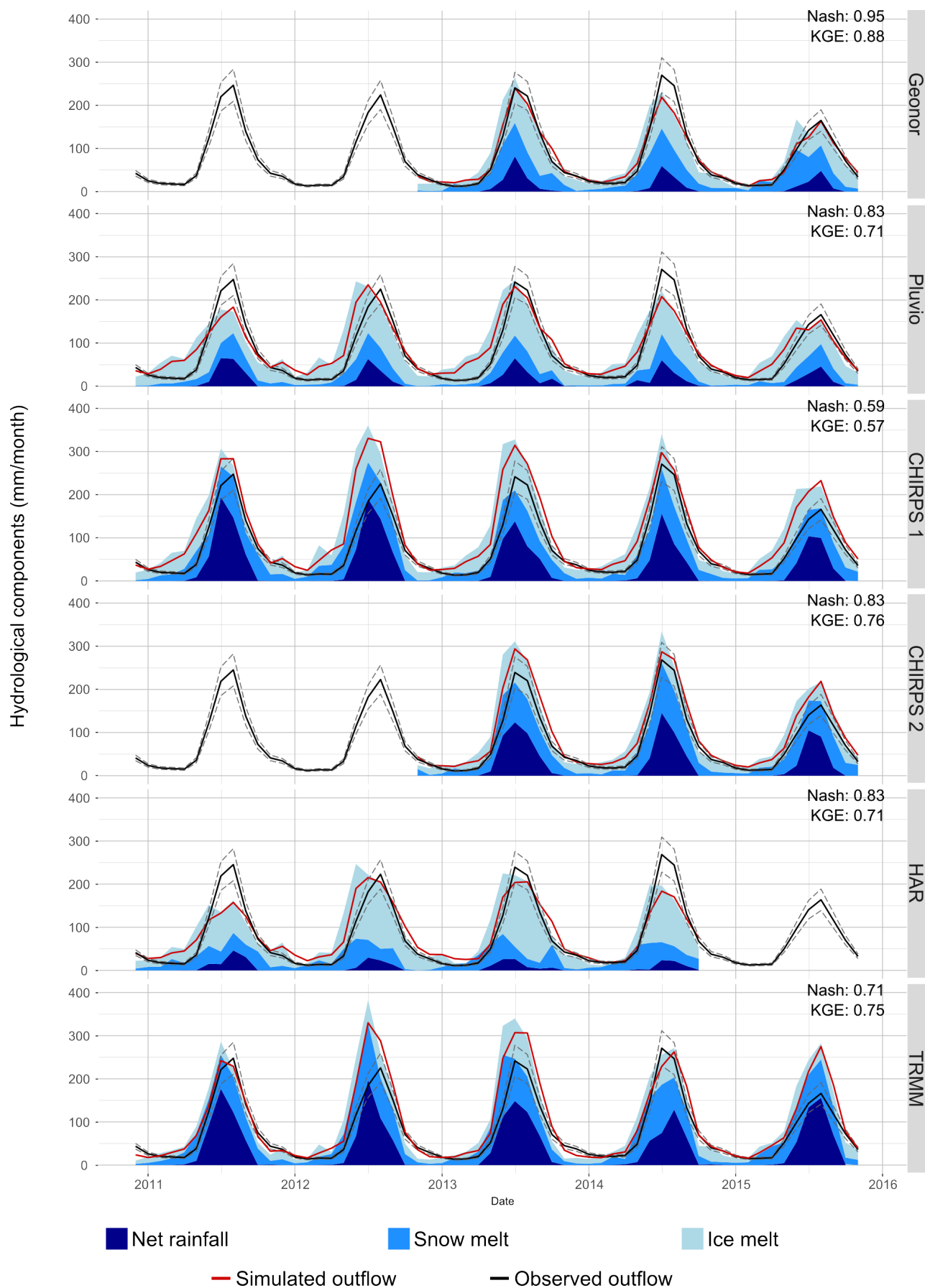


FIGURE IV.11 – Débits et contributions mensuels simulés entre décembre 2010 et novembre 2015 avec chaque jeu de données de précipitation.



## IV.3. Retour sur l'évènement du typhon Phailin en octobre 2013

Dans cette section, on s'intéresse de nouveau à l'évènement de typhon Phailin qui s'est produit en octobre 2013, en comparant les précipitations et les résultats de simulation obtenus à partir des différents jeux de données.

A l'exception des données Pluvio, les jeux de données représentent tous l'évènement de manière similaire avec un début d'évènement en milieu de journée le 13 octobre, un maximum de précipitation dans la matinée du 14 octobre et une fin d'évènement le 15 octobre (Figure IV.12). Pour les jeux de données Geonor, CHIRPS 1, CHIRPS 2, HAR et TRMM, plus de 95 % des précipitations tombent sous forme de neige pendant le passage du typhon. On remarque cependant que les données HAR et TRMM donnent des cumuls de précipitation totaux moins élevés que les autres jeux de données. Les précipitations TRMM ont également une distribution temporelle différente avec une anticipation du maximum de précipitation le 14 octobre et deux pics de précipitation les 14 et 16 octobre vers 23 h (heure locale).

Les données Pluvio donnent un cumul de précipitation très inférieur aux autres jeux de données avec une part importante de précipitation pluvieuse (43 %) ainsi qu'une distribution temporelle très différente avec très peu de précipitation les 13 et 14 octobre, puis deux pics de précipitation centrés sur 12 h (heure locale) les 15 et 16 octobre. Ces données de précipitation montrent très clairement la limite de l'utilisation de pluviomètres classiques à augets basculants pour mesurer des précipitations neigeuses. Les pluviomètres installés aux stations de Pheriche et de la Pyramide n'ont pas mesurés de précipitation les 13 et 14 octobre car la neige s'est accumulée dans les cônes de réception, puis les pluviomètres ont enregistré des précipitations les 15 et 16 octobre lorsque la neige accumulée a fondu grâce au rayonnement solaire et aux températures plus élevées en milieu de journée. Les pics de précipitation en milieu de journée expliquent également la part importante de précipitation liquide puisque la phase des précipitations est estimée à partir de seuils de température et que celle-ci est au-dessus des seuils autour de midi.

La Figure IV.13 montre l'impact des données de précipitation sur la simulation du SCA et du débit à l'exutoire pour l'évènement du typhon Phailin. Tout d'abord, on remarque que la simulation du couvert neigeux et des débits après le passage du typhon Phailin sont très différents selon le jeu de données utilisé.

En ce qui concerne la simulation du couvert neigeux, les jeux de données Pluvio et HAR sous-estiment largement le SCA en comparaison des observations MODIS avec des biais moyens respectifs de -51% et -21 %. Cette sous-estimation du SCA est due aux plus faibles quantités de précipitation des jeux de données Pluvio et HAR pour cet évènement et au stock de neige initial moins élevé. Les jeux de données Geonor, CHIRPS 1, CHIRPS 2 et TRMM donnent des SCA plus proches des SCA MODIS, même si TRMM sur-estime légèrement le SCA avec un biais moyen de +16 % avec le SCA MODIS.

Avec les données Pluvio, le modèle simule une réponse rapide des débits avec un débit de pointe à plus de 20 m<sup>3</sup>/s le 16 octobre alors que les débits observés restent inférieurs à 5 m<sup>3</sup>/s. Cette réponse

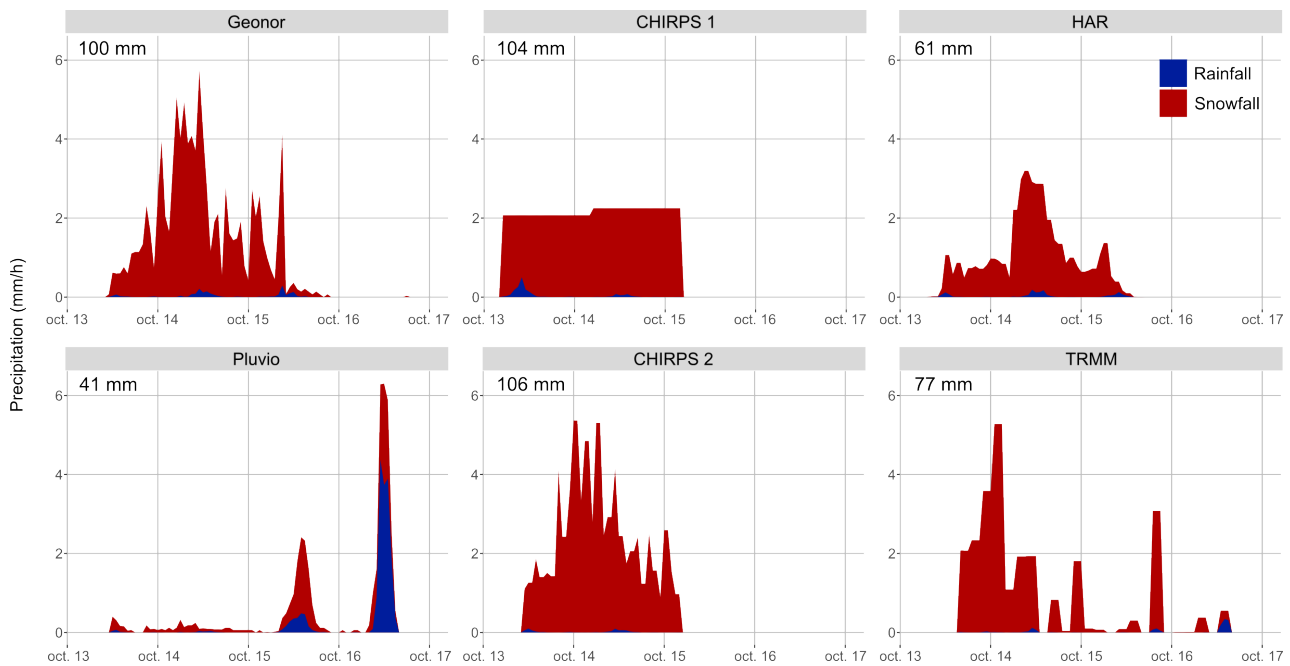


FIGURE IV.12 – Précipitations horaires correspondant à l'évènement du typhon Phailin entre le 13 et le 15 octobre 2013 pour chacun des jeux de données de précipitation.

rapide des débits simulés avec les données Pluvio est due à la part importante de précipitation liquide. L'utilisation de données de précipitation mesurées avec les pluviomètres classiques ne permet donc pas de simuler correctement la réponse hydrologique du bassin après un évènement extrême. Pour l'ensemble des jeux de données, le modèle simule un cycle diurne très marqué des débits avec un maximum en milieu de journée lié à la fonte de neige et de glace.

On remarque également que pour cet évènement la distribution horaire des précipitations des jeux de données CHIRPS 1 et CHIRPS 2 n'a pas un fort impact sur les résultats de simulation. Cela est dû au fait que les deux jeux de données donnent une large part de précipitations neigeuses puisque les températures sont restées inférieures ou proches du seuil de température pluie/neige (égal à 0 °C) pendant toute la durée de l'évènement.

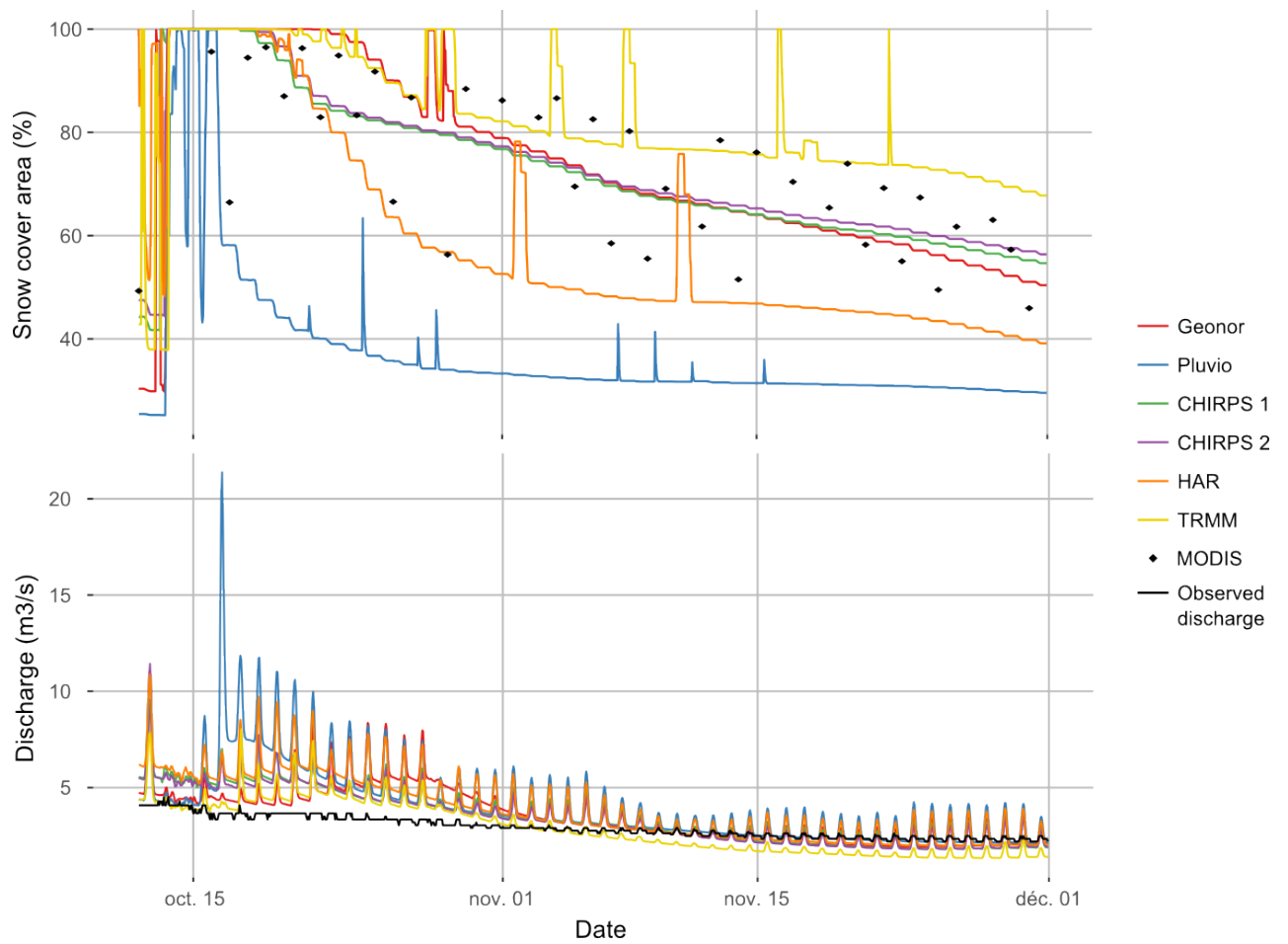


FIGURE IV.13 – a) SCA journalier simulé avec chaque jeu de donnée et SCA issu des images satellites MODIS (noir), b) Débits horaires simulés avec chaque jeu de données et débits horaires mesurés à la station de Pheriche (noir).

## IV.4. Synthèse

Des données de précipitation issues de cinq sources différentes (mesures in situ par des instruments Geonor et des pluviomètres classiques, produits grillés TRMM, HAR et CHIRPS) ont été utilisées pour réaliser une étude d'incertitude sur les données de précipitation. Différents gradients altitudinaux de température et précipitation (horaires, journaliers, mensuels ou annuels) ont également été testés pour spatialiser les données in situ. Les différents jeux de données générés montrent des résultats très différents en terme de :

- cumul annuel sur le bassin versant de Pheriche (entre 470 mm/an pour les données Pluvio et 1190 mm/an pour les données TRMM),
- distribution temporelle des précipitations (mensuelles et infra-journalières),
- répartition des phases solides et liquides des précipitations,
- distribution spatiale des précipitations : les jeux de données grillés (TRMM, HAR et CHIRPS) ne donnent pas les mêmes répartitions spatiales avec un gradient sud-nord ou ouest-est selon la source.

La distribution saisonnière et infra-journalière des précipitations ainsi que leur distribution spatiale impactent fortement l'estimation de la quantité de précipitation neigeuse sur le bassin.

La comparaison des données in situ mesurées à partir d'instruments Geonor et de pluviomètres classiques montre que les pluviomètres classiques ne sont pas adaptés pour l'étude d'un bassin de haute altitude qui reçoit une part importante de précipitation sous forme solide. Les données HAR, CHIRPS et TRMM ne semblent pas représenter les précipitations sur le bassin de Pheriche (sur-estimation des précipitations de mousson pour les données TRMM et CHIRPS et sous-estimation des précipitations de mousson pour les données HAR) à cause de leur résolution spatiale trop importante par rapport à la superficie du bassin de Pheriche.

, mais compte-tenu de la résolution de ces produits de précipitation, il faudrait réaliser une étude de comparaison sur un bassin versant plus grand pour juger de leur performance.

Les simulations réalisées avec DHSVM-GDM montrent que les données de précipitation utilisées en forçage impactent fortement les résultats de la modélisation hydro-glaciologique. La variabilité temporelle (mensuelle et infra-journalière) ainsi que la distribution spatiale des précipitations impactent directement la simulation du couvert neigeux, de l'évolution des glaciers et des débits à l'exutoire. L'incertitude sur les données de précipitations conduisent à une forte incertitude sur la simulation des écoulements et l'estimation des contributions hydrologiques : selon la source de données de précipitation utilisée l'estimation de la contribution glaciaire aux écoulements varie de 29 à 70 %.

---

# Conclusions et perspectives

---

## Sommaire

---

V.1. Synthèse des résultats .....	154
V.1.1. Rappel des objectifs . . . . .	154
V.1.2. Résultats . . . . .	154
V.1.2.1. Quantification des contributions aux écoulements dans le bassin de Pheriche. . . . .	154
V.1.2.2. Amélioration de la représentation des processus cryosphériques dans le modèle. . . . .	155
V.1.2.3. Analyse des incertitudes . . . . .	156
V.2. Perspectives .....	157
V.2.1. Application du modèle DHSVM-GDM au bassin de Phakding . . . . .	158
V.2.1.1. Description du bassin et des données utilisées . . . . .	158
V.2.1.2. Résultats de simulation sur le bassin de Phakding . . . . .	158
V.2.2. Simulations en climat futur dans le bassin de Pheriche . . . . .	164
V.2.2.1. Méthodes . . . . .	164
V.2.2.2. Premiers résultats . . . . .	164
V.2.3. Perspectives pour limiter les incertitudes de la modélisation glacio-hydrologique en Himalaya	166
V.2.3.1. Améliorer les forçages météorologiques . . . . .	166
V.2.3.2. Améliorer la représentation des processus dans les modèles glacio-hydrologiques . . . . .	167

---

## V.1. Synthèse des résultats

### V.1.1. Rappel des objectifs

Comprendre l'origine des écoulements dans les bassins versants englacés himalayens, notamment la participation des glaciers aux écoulements, est essentiel pour pouvoir anticiper l'impact du changement climatique sur la disponibilité de la ressource en eau. Les obstacles principaux à l'estimation de la contribution glaciaire aux écoulements dans les bassins englacés himalayens résident dans le manque de données météorologiques, en particulier les données de précipitation à haute altitude, et la représentation des processus cryosphériques dans les modèles hydrologiques.

L'objectif de cette thèse est de comprendre les processus à l'origine de la production des écoulements dans un bassin versant englacé à échelle locale. Pour répondre à cet objectif, un modèle glacio-hydrologique est appliqué sur un bassin versant situé à haute altitude dans la région de l'Eve-rest. Un premier enjeu est d'adapter la paramétrisation des surfaces englacées dans le modèle pour améliorer la simulation du couvert neigeux et de la contribution des glaciers. Un deuxième enjeu est d'évaluer l'impact des incertitudes liées au modèle et aux données de forçage sur l'estimation des contributions aux écoulements. L'étude à l'échelle locale permet à la fois de s'adapter à l'échelle de l'utilisation de la ressource en eau par la population locale mais aussi d'étudier en détail les différents processus glacio-hydrologiques à l'origine des écoulements.

### V.1.2. Résultats

#### *V.1.2.1. Quantification des contributions aux écoulements dans le bassin de Pheriche*

Deux définitions ont été utilisées pour quantifier les différentes contributions aux écoulements. La première définition renseigne sur les différentes sources de production des écoulements (fonte de neige, fonte de glace et ruissellement de la pluie nette) et la seconde définition donne une information sur les zones du bassin à l'origine des écoulements. Ces deux définitions montrent la difficulté de quantifier à différentes échelles temporelles le rôle de la fonte glaciaire dans les débits à l'exutoire puisque les temps de transfert ne sont pas pris en compte dans la définition 1, et que la définition 2 ne permet pas de connaître la part de l'écoulement produit par la fonte. L'estimation des contributions aux écoulements dans le bassin de Pheriche à l'aide des deux définitions a permis de comprendre à la fois les modes de production des écoulements ainsi que le routage de l'eau simulés par le modèle dans le bassin.

La simulation réalisée avec la nouvelle version de DHSVM-GDM sur la période 2012-2015 dans le bassin de Pheriche montre que les écoulements sont très majoritairement produits par les éléments cryosphériques (les fontes de neige et de glace contribuent chacune à plus de 40 % de l'écoulement annuel total). Près de la moitié de l'écoulement annuel est produite par le déstockage de l'eau contenue dans le bassin sous forme de glace, autrement dit, près de la moitié de l'écoulement annuel n'est pas issu des précipitations annuelles (ruissellement de la pluie et fonte de la neige saisonnière). De plus, les résultats montrent que selon la définition 1 la contribution glaciaire est estimée à 46 % des écoulements annuels (fonte de glace) alors que la définition 2 donne une contribution glaciaire égale

à 69 % (écoulements issus des surfaces englacées). Cela montre l'importance de préciser la méthode utilisée pour quantifier les contributions afin de faciliter l'inter-comparaison des études.

L'analyse de l'origine des écoulements par zones géographiques (définition 2 des contributions) montre le rôle des réservoirs glaciaire et souterrain sur les écoulements saisonniers. Une partie du ruissellement produit pendant les saisons de pré-mousson et mousson est stockée principalement dans les glaciers. Le déstockage d'eau liquide contenu dans les glaciers permet d'alimenter les débits pendant les saisons de post-mousson et d'hiver caractérisées par de faibles précipitations et peu de fonte.

L'analyse des résultats de simulations au pas de temps horaire montre un cycle diurne très marqué pour la production de ruissellement avec un pic de fonte de neige et de glace autour de midi heure locale. Cependant les débits observés présentent un cycle diurne peu marqué, indiquant l'impact des réservoirs glaciaires et souterrains sur le temps de réponse du bassin versant.

#### *V.1.2.2. Amélioration de la représentation des processus cryosphériques dans le modèle*

L'application du modèle DHSVM-GDM dans le bassin de Pheriche a nécessité l'adaptation de la représentation des processus cryosphériques. Les modifications apportées au modèle DHSVM-GDM sont les suivantes :

- la paramétrisation de l'albédo de la neige a été modifiée pour mieux représenter la décroissance de l'albédo observée dans le bassin,
- un module d'avalanche a été ajouté pour améliorer la distribution spatiale du couvert neigeux,
- un coefficient de réduction de la fonte a été ajouté sur les glaciers couverts pour prendre en compte l'impact de la couverture de débris,
- le transfert de l'eau liquide dans les glaciers a été pris en compte en augmentant l'épaisseur de sol et en adaptant les paramètres de conductivité hydraulique sous les glaciers.

La comparaison des résultats obtenus avec différentes représentation des processus cryosphériques montre l'importance d'utiliser des données de validation pour le couvert neigeux et les glaciers en plus des débits à l'exutoire. Les résultats de simulation montrent que la version originale de DHSVM-GDM permet de simuler correctement les écoulements annuels mais qu'elle aboutit à une sur-estimation du couvert neigeux et à une mauvaise variation saisonnière des débits. De plus l'amélioration de la représentation d'un processus dans le modèle (ici l'albédo de la neige) a mis en évidence l'importance de prendre en compte l'ensemble des processus cryosphériques (avalanches et glaciers couverts) pour simuler correctement le bilan hydrologique.

La modification de la paramétrisation du couvert neigeux et des glaciers dans le modèle a permis d'améliorer la simulation des processus dans le bassin de Pheriche. Cependant, l'analyse de la réponse hydrologique simulée à l'échelle de la période de simulation de 3 ans et à l'échelle d'un évènement (typhon Phailin) a également permis de repérer les points faibles du modèle à améliorer en vue d'une meilleure représentation des processus hydrologiques dans le bassin de Pheriche. En particulier la prise en compte des systèmes de transfert de l'eau dans les glaciers (par exemple le regel de l'eau de fonte ou le stockage dans les lacs glaciaires) et une meilleure paramétrisation du stockage souterrain semblent nécessaires pour mieux simuler la réponse hydrologique du bassin.

### V.1.2.3. Analyse des incertitudes

La Figure V.1 résume les incertitudes principales sur l'estimation des contributions aux écoulements dans le bassin de Pheriche analysées dans cette thèse. Cette figure compare les écoulements annuels et les contributions simulées pour l'année 2012-2013 selon la version du modèle, le contour des glaciers, le pas de temps de calcul des gradients de température et de précipitation, et le jeu de données de précipitation utilisés.

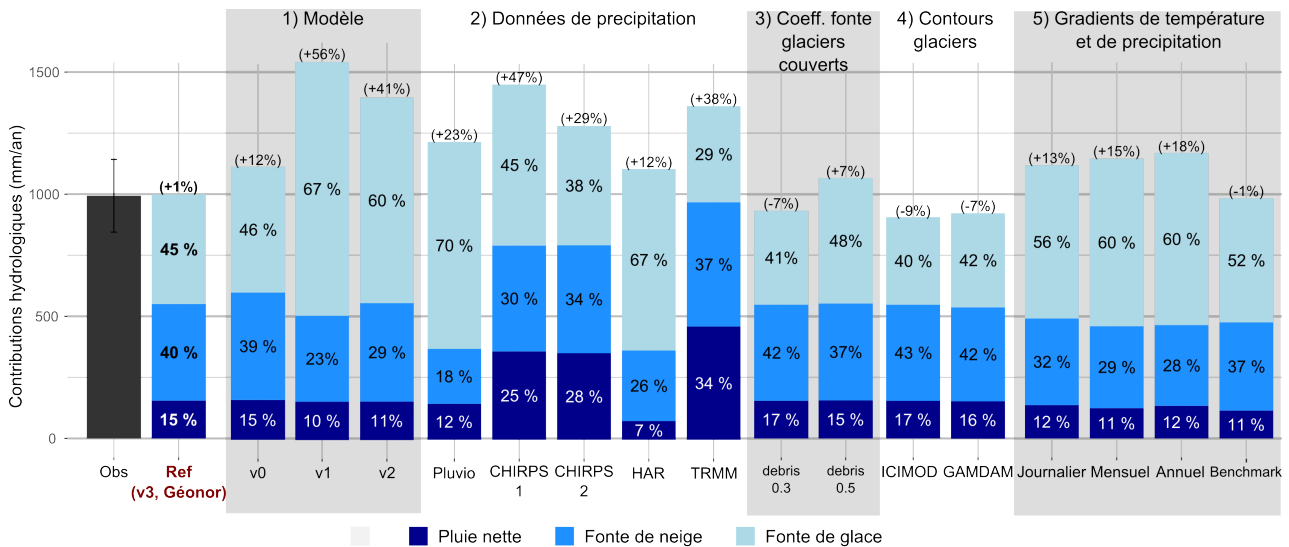


FIGURE V.1 – Comparaison des écoulements à l'exutoire et des contributions hydrologiques annuelles simulées sur le bassin de Pheriche pour l'année glaciologique 2012-2013. Les nombres entre parenthèses donnent le biais entre l'écoulement annuel simulé et l'écoulement annuel observé (en gris). **Ref** désigne les résultats de simulation de référence (version améliorée v3 de DHSVM-GDM avec un coefficient de fonte de 0.4 sur les glaciers couverts, contour de glaciers de RACOVITEANU et al. [2013], gradients horaires, et précipitations Geonor). Les autres résultats montrent les incertitudes sur 1) la représentation des processus dans le modèle, 2) les données de précipitation (note : les simulations avec les différents jeux de données de précipitations ont été réalisées avec un gradient de température journalier), 3) la valeur du coefficient de fonte sur les glaciers couverts de débris (de 0.3 à 0.5), 4) le contour de glacier, 5) le pas de temps du calcul des gradients de température et de précipitation.

La représentation des processus dans le modèle et les données de précipitation représentent les deux sources d'incertitudes principales parmi celles analysées dans cette thèse.

L'incertitude concernant la représentation des processus dans le modèle a été analysée en comparant les résultats de simulation obtenus avec la version originale du modèle DHSVM-GDM et avec différentes configurations pour la paramétrisation de la neige et de la glace. La version originale du modèle DHSVM-GDM donne des résultats similaires à la version modifiée concernant les écoulements annuels et les bilans de masse glaciaire sur l'ensemble de la période 2012-2015. Cependant la comparaison entre les différentes configurations montre que la modification de la représentation d'un processus dans le modèle peut avoir un fort impact sur la simulation du bilan hydrologique.

Les données de précipitation ont un très impact sur la simulation des débits et particulièrement sur l'estimation de la contribution glaciaire aux écoulements. En effet, la contribution de la fonte de glace aux écoulements varie de 29 à 70 % selon les données de précipitation utilisées. La comparaison des différents jeux de données disponibles en Himalaya à faibles résolutions spatiale et temporelle a montré une forte variabilité des cumuls de précipitation sur le bassin de Pheriche selon les jeux



de données (entre 450 et 1150 mm/an) ainsi que des différences importantes sur les distributions temporelles (saisonnière et horaire) et spatiales. Les simulations avec les différents jeux de données ont montré que les distributions spatiales et temporelles des précipitations impactent fortement la répartition des précipitations solides et liquides ainsi que la simulation du bilan hydrologique. Les données in situ Geonor spatialisées donnent de meilleurs résultats de simulation sur le bassin de Pheriche (neige, glace et débits) que les produits grillés disponibles à grande échelle. En revanche, les données mesurées par les pluviomètres classiques sous-estiment largement les précipitations et ne permettent pas de simuler correctement les variations saisonnières des débits puisque les fontes de neige et de glace en fin d'hiver et pré-mousson sont largement surestimées.

Une des limites principales de la nouvelle version de DHSVM-GDM est la représentation simplifiée de l'impact de la couverture de débris sur la fonte des glaciers. En faisant varier le coefficient de fonte des glaciers couverts de débris entre 0.3 et 0.5 (gamme de valeurs communément retrouvée dans la littérature), on obtient une incertitude de  $\pm 7\%$  sur l'écoulement annuel et de  $\pm 0.14$  m.eq/an sur le bilan de masse glaciaire annuel.

La comparaison de trois inventaires de glaciers sur le bassin de Pheriche a montré une large incertitude concernant la surface englacée (entre 26 % de la surface totale du bassin pour l'inventaire GAMDAM à 42 % pour l'inventaire de RACOVITEANU et al. [2013]). Les simulations avec les trois contours de glaciers différents donnent une incertitude de 20% sur l'estimation du volume de la fonte glaciaire.

Enfin, plusieurs gradients de température et de précipitation ont été testés pour analyser l'incertitude sur l'interpolation spatiale des données mesurées aux stations. Le bassin de Pheriche possédant un fort dénivelé, le gradient de précipitation joue un rôle important sur l'estimation des précipitations solides à haute altitude et impacte indirectement la simulation du couvert neigeux et de la fonte glaciaire. Les différents pas de temps de calcul des gradients testés montrent que le gradient de précipitation annuel, avec des cumuls de précipitation annuels légèrement décroissants en fonction de l'altitude au-dessus de 4000 m, ne permet pas d'alimenter suffisamment les glaciers en neige et cause une surestimation de la fonte glaciaire. Le gradient horaire permet de mieux prendre en compte les différents types de flux des précipitations, notamment en hiver avec des gradients positifs qui participent à l'accumulation de neige sur les glaciers.

## V.2. Perspectives

Un enjeu majeur de la modélisation hydrologique est de pouvoir prédire la disponibilité en eau future et les futurs besoins en eau à échelle locale et/ou échelle régionale pour pouvoir anticiper les éventuelles adaptations pour la gestion de la ressource en eau. Deux exemples d'application de la version optimisée du modèle DHSVM-GDM sont présentés ici pour illustrer les perspectives de cette thèse qui permettront de répondre à la problématique de la gestion de la ressource en eau dans la région de l'Everest :

- i. Étude de la transférabilité de la paramétrisation du modèle réalisée sur le bassin de Pheriche vers un bassin versant similaire, mais plus grand,
- ii. Étude de la réponse hydrologique du bassin de Pheriche face au changement climatique.

### V.2.1. Application du modèle DHSVM-GDM au bassin de Phakding

L'étude sur le bassin de Pheriche a permis d'adapter le modèle glacio-hydrologique DHSVM-GDM à échelle locale, de mieux prendre en compte les processus cryosphériques dans le modèle, et d'analyser le rôle de chaque processus dans le bilan hydrologique de ce bassin. Les objectifs de l'application du modèle DHSVM-GDM sur un bassin avec une plus grande superficie sont :

- évaluer la performance de la nouvelle configuration du modèle DHSVM-GDM face à un changement d'échelle spatiale.
- analyser les incertitudes liées au forçage face au changement d'échelle,
- faire le lien avec les problématiques socio-économiques étudiées dans le projet PRESHINE en modélisant le bilan hydrologique de rivières utilisées par les populations locales pour l'alimentation en eau.

#### V.2.1.1. Description du bassin et des données utilisées

Le bassin de Phakding a une surface de 1208 km<sup>2</sup> et alimente la rivière de la Dudh Koshi (Figure V.2). Sa gamme d'altitude s'étend de 2618 à 8848 m. Le bassin de Phadking possède une surface englacée de 350 km<sup>2</sup> (29 %) dont un tiers est recouverte de débris (d'après l'inventaire de glaciers de RACOVITEANU et al. [2013]).

Les données et méthodes utilisées lors de l'étude du bassin de Pheriche sont appliquées de la même manière sur le bassin de Phakding. La préparation des données d'entrée pour la bassin de Phakding et la paramétrisation des nouvelles classes de sols et de végétations non présentes dans le bassin de Pheriche ont été réalisées dans le cadre du stage de recherche de Corentin Saint-Sulpice [SAINT SULPICE, 2017]. Les données de description du bassin et le fichier de configuration sont présentés en Annexe E.1 et E.2.

Pour les données de température, humidité relative, vitesse du vent, et rayonnement courtes et grandes longueurs d'onde, les données reconstituées aux stations de Phakding, Namche, Pangboche, Pheriche et la Pyramide (Figure V.2) ont été utilisées. Ces données aux stations sont interpolées par méthode d'inverse distance par le modèle. Pour l'interpolation spatiale des données de température, un gradient de température a été calculé à partir des données des cinq stations au pas de temps journalier. Pour les précipitations, on utilise les champs de précipitation issus de ECKMAN et al. [2017]. Ces champs de précipitation ont été réalisés à partir des données de précipitation des stations météorologiques qui ont été interpolées sur la Dudh Koshi à une résolution spatiale de 1 km et au pas de temps journalier. Les champs de précipitations ont été désagrégés au pas de temps horaire avec la méthode utilisée pour la désagrégation du jeu de donnée CHIRPS 2 (cf Equation II.14).

Les simulations sont réalisées au pas de temps d'1 h et à la résolution spatial de 100 m.

#### V.2.1.2. Résultats de simulation sur le bassin de Phakding

##### Transférabilité de la paramétrisation du bassin de Pheriche sur le bassin de Phakding

La Figure V.3a présente le bilan hydrologique annuel simulé sur le bassin de Phakding en utilisant des gradients de température journaliers. Le modèle simule une perte de masse importante des

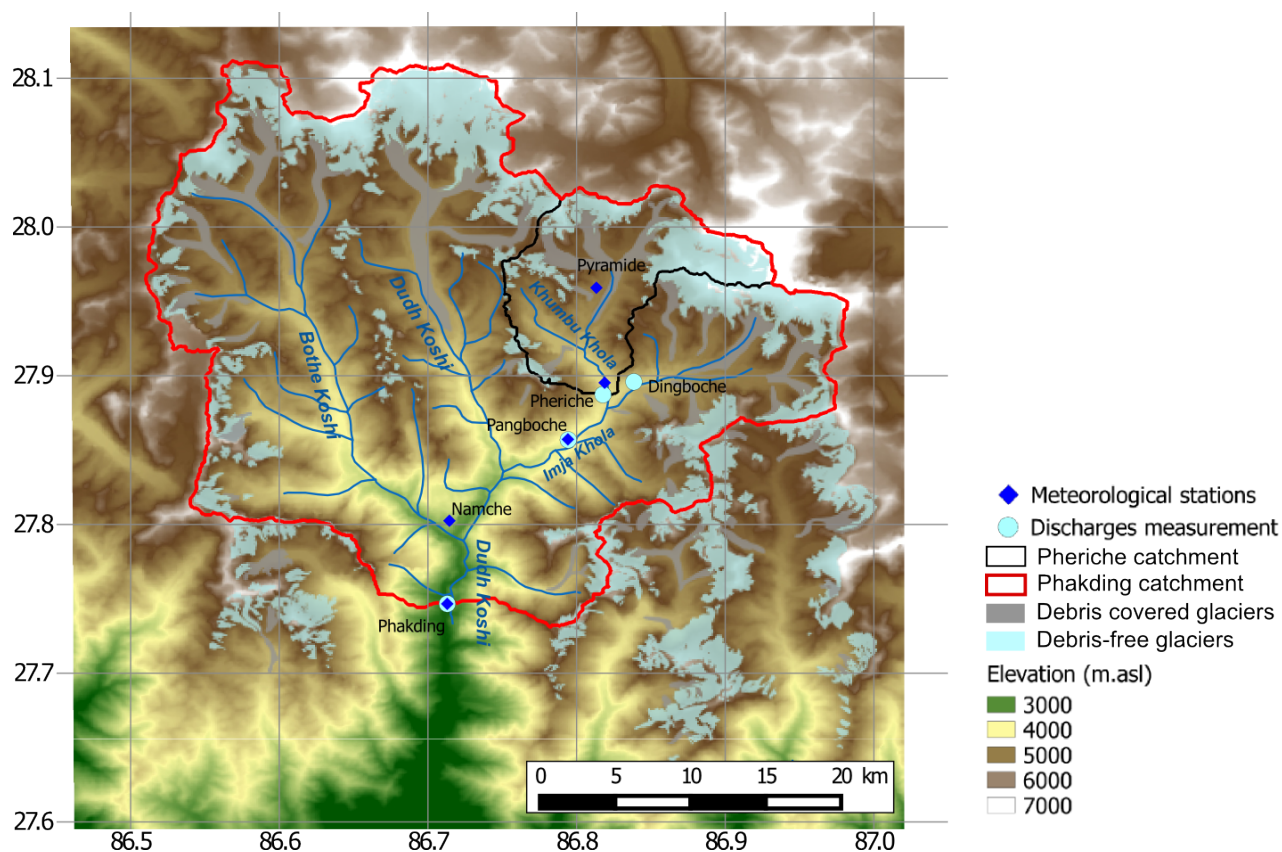


FIGURE V.2 – Localisation du bassin de Phakding (en rouge), des stations météorologiques utilisées pour les simulations et des stations de mesure des débits.

glaciers (correspondant à plus de 75 % de la précipitation annuelle) et surestime l'écoulement annuel à l'exutoire du bassin à plus de 35 %. En remplaçant le gradient de température journalier par le gradient de température constant standard à  $-6.5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , la part de précipitation annuelle solide passe de 40 % à plus de 50 % ce qui a pour effet de réduire la perte de masse des glaciers et d'obtenir un écoulement annuel simulé proche de l'écoulement observé (Figure V.3b). Les résultats présentés dans le chapitre IV montraient que l'utilisation de gradients de températures horaires ou journaliers permettaient de mieux simuler les processus dans le bassin de Pheriche. Sur le bassin de Phakding les gradients journaliers ne permettent pas de simuler correctement le bilan hydrologique. Cela montre la difficulté de spatialiser correctement les températures. Une étude plus approfondie sur les données de température aux stations et sur les gradients de température devrait être réalisée pour améliorer la spatialisation des températures dans le bassin de Phakding.

Les résultats suivants ont tous été obtenus en remplaçant le gradient de température journalier par le gradient de température standard égal à  $-6.5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ .

La Figure V.4 compare les résultats de simulation du couvert neigeux, du bilan de masse des glaciers et des débits à l'exutoire obtenus sur le bassin de Phakding avec la version originale de DHSVM-GDM (v0) et la version améliorée (v3). La version améliorée simule un SCA journalier plus proche des SCA MODIS que la version originale (Figure V.4a) en réduisant la valeur du RMSE de 21 % pour la version originale à 16.5 %. La modification de la paramétrisation de l'albédo de la neige et l'ajout du module d'avalanche améliorent donc aussi la simulation du couvert neigeux sur le bassin de Phakding. La Figure V.4b montre que les deux versions du modèle simulent des bilans

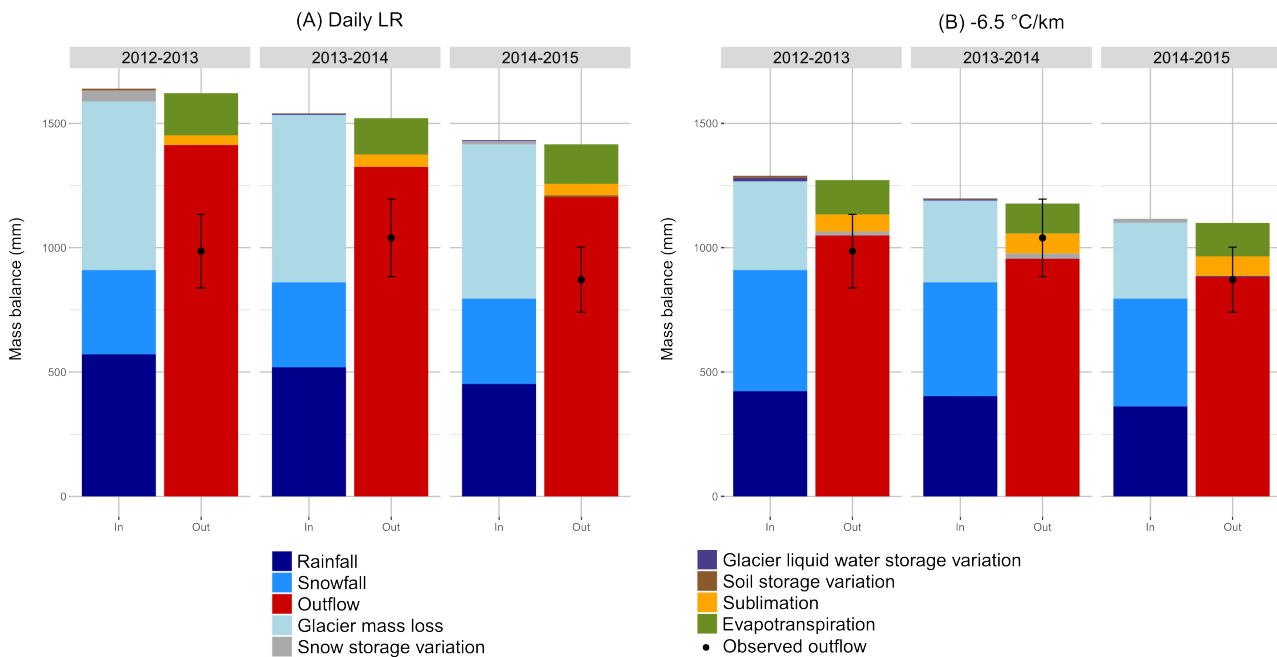


FIGURE V.3 – Bilan hydrologique annuel simulé sur le bassin de Phakding avec la version modifiée du modèle DHSVM-GDM et en utilisant (a) un gradient de température journalier calculé à partir des données des stations météorologiques (Daily LR) et (b) un gradient de température constant à  $-6.5\text{ °C/km}$ .

de masse glaciaires similaires. De la même manière que sur le bassin de Pheriche, la prise en compte de l'effet des débris sur la fonte des glaciers couverts dans la version modifiée permet de compenser la réduction du couvert neigeux dû à la modification de la paramétrisation de l'albédo. En revanche la comparaison entre les bilans de masse simulés et les bilans de masses géodétiques semble indiquer que le modèle simule des bilans de masse trop négatifs. Il est cependant difficile de valider les bilans de masse avec les bilans de masses géodétiques puisque ces derniers sont estimés sur des périodes et des zones géographiques différentes. De plus, la Figure V.3b montre que l'écoulement annuel est correctement simulé par le modèle donc il est difficile de conclure que la différence entre les bilans de masse simulés et géodétiques est uniquement due à une surestimation de la fonte par le modèle, la différence peut aussi être due à un manque de précipitation à haute altitude qui entrainerait une sous-estimation de l'accumulation. La Figure V.4c montre que les débits journaliers simulés sont satisfaisants pour les deux versions du modèle mais que la nouvelle version simule moins bien les variations saisonnières avec des débits en saison de pré-mousson surestimés et des débits de mousson sous-estimés. Comme les fontes nivale et glaciaire sont mieux simulées avec la nouvelle version du modèle, il semble que le problème soit dû au transfert de l'eau dans le bassin versant. L'analyse des résultats sur le bassin de Pheriche a montré que la paramétrisation des glaciers doit être améliorée pour mieux prendre en compte le stockage glaciaire de l'eau liquide. La paramétrisation des sols doit aussi certainement être ré-adaptée pour tenir compte des sols plus profonds à basse altitude et qui peuvent retarder les écoulements.

Au final, la version améliorée de DHSVM-GDM permet de mieux simuler les processus cryosphériques sur le bassin de Phakding que la version originale mais les résultats sur les débits montrent que la paramétrisation des sols et des glaciers doit encore être améliorée et que des données de validation supplémentaires sont nécessaires pour évaluer l'accumulation et l'ablation des glaciers.

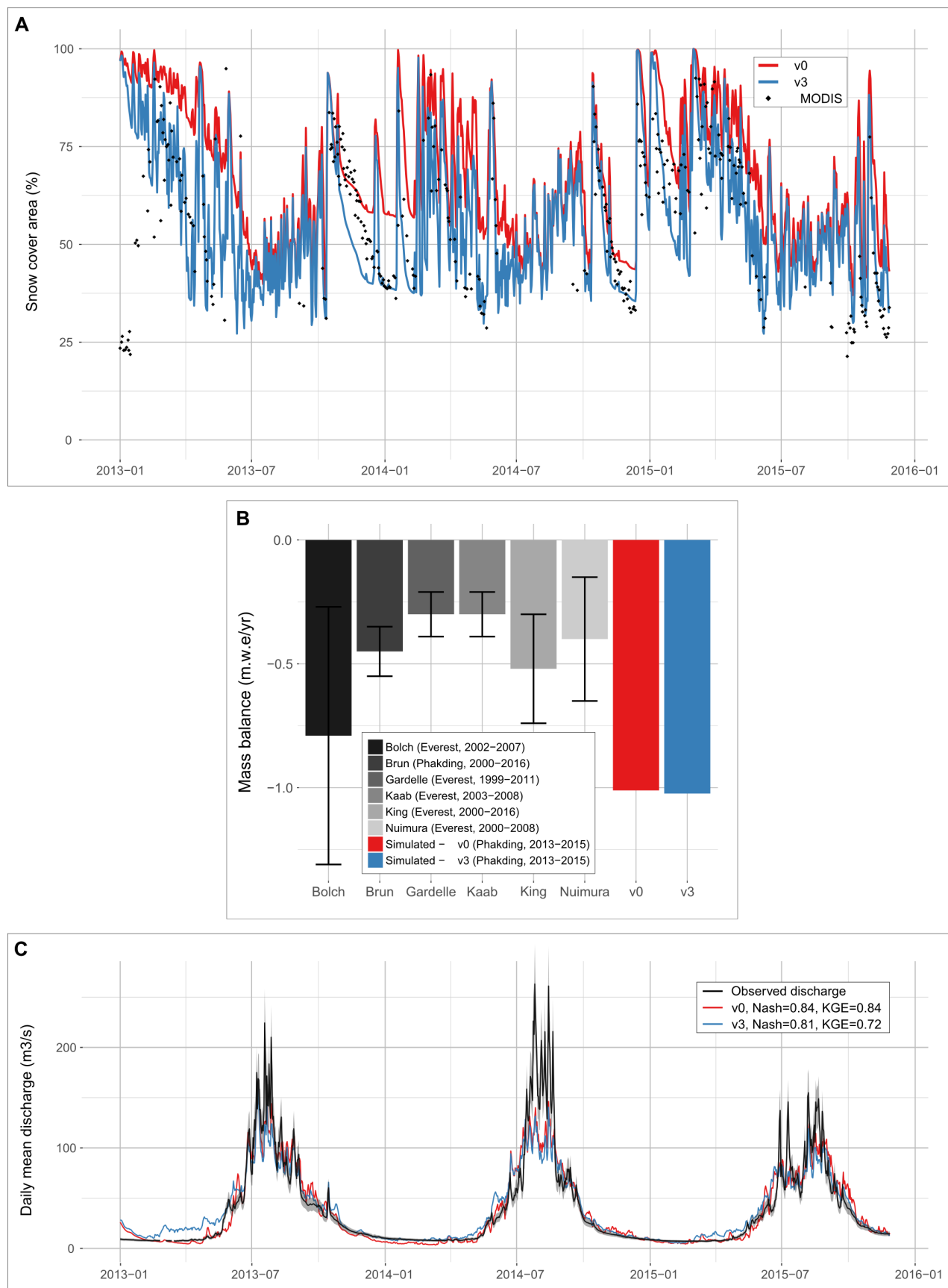


FIGURE V.4 – Comparaison des résultats de simulation du (a) SCA journalier, (b) du bilan de masse annuel moyen, et (c) des débits journaliers obtenus avec les configurations v0 et v3 du modèle. Note : pour les SCA MODIS, seuls les jours avec une couverture nuageuse inférieure à 20 % de la surface du bassin ont été représentés.

### Analyse des contributions aux écoulements

La Figure V.5 présente les contributions annuelles estimées selon les deux définitions des contributions hydrologiques présentées dans le chapitre III.

Les débits à Phakding sont majoritairement issus de la fonte de neige et de glace qui contribuent respectivement à 38 % et 32 % de l'écoulement annuel. Les précipitations liquides produisent 30 % des écoulements principalement entre les mois d'avril et octobre (cf variations mensuelles des contributions présentées en annexe sur la Figure E.9).

Les contributions estimées à partir de la définition 2 montrent que 50 % des débits sont issus des surfaces englacées. Les stockages d'eau dans les sols et les glaciers représentent chacun plus de 30 % de l'écoulement annuel ce qui montre que, comme dans le bassin de Pheriche, les réservoirs souterrains et glaciaires jouent un rôle important sur les débits simulés à Phakding.

La Figure V.6 montre l'incertitude des contributions hydrologiques dues aux incertitudes des données de forçage pour l'année glaciologique 2012-2013. Globalement, les incertitudes liées aux précipitations de forçage et à l'inventaire des glaciers sont moins importantes sur le bassin de Phakding que sur le bassin de Pheriche. La Figure V.6a, montre que les quatre jeux de données de précipitation testés donnent un écoulement annuel proche de l'écoulement observé à la station de mesure. Les contributions de la fonte de glace, fonte de neige et de la pluie varient respectivement de 20 à 40 %, 37 à 42 % et 22 à 38 % selon les jeux de données. Les incertitudes liées aux précipitations sont donc plus faibles sur le bassin de Phakding que sur le bassin de Pheriche. Cela s'explique par des différences plus faibles entre les précipitations de bassin issues des différents jeux de données à l'échelle du bassin de Phakding. Il reste cependant une forte incertitude sur la distribution spatiale des précipitations (cf Figure E.8 en Annexe).

En ce qui concerne l'incertitude sur la surface englacée, les inventaires RACOVITEANU et al. [2013], ICIMOD et GAMDAM donnent respectivement une surface englacée sur le bassin de Phakding de 29 %, 22 % et 20 %. La Figure V.6b montre qu'à l'échelle du bassin de Phakding, le choix de l'inventaire de glacier pour définir les surfaces englacées impacte peu les résultats de modélisation : ici, la contribution de la fonte de glace à l'écoulement annuel varie de 28 % pour l'inventaire d'ICIMOD à 33 % pour l'inventaire de RACOVITEANU et al. [2013].

Les simulations sur le bassin de Phakding avec la nouvelle version de DHSVM-GDM permettent d'obtenir des chroniques de débits simulés sur l'ensemble du réseau hydrographique dans le bassin (cf débits simulés aux stations hydrométriques de Pheriche, Pangboche et Dingboche présentés en Annexe E.10). Une perspective à cette étude est d'interagir avec les chercheurs en sciences sociales du projet PRESHINE pour leur fournir des estimations de débits et de contributions aux écoulements dans des torrents affluents non instrumentés de la Dudh Koshi. En effet, on dispose désormais d'un modèle hydrologique donnant des résultats satisfaisants à l'échelle du bassin de Phakding. Ces résultats permettront de répondre à la problématique du projet sur la confrontation entre les usages à échelle locale et la disponibilité saisonnière de la ressource en eau dans les torrents et rivières utilisés par les populations locales pour leurs besoins en eau.

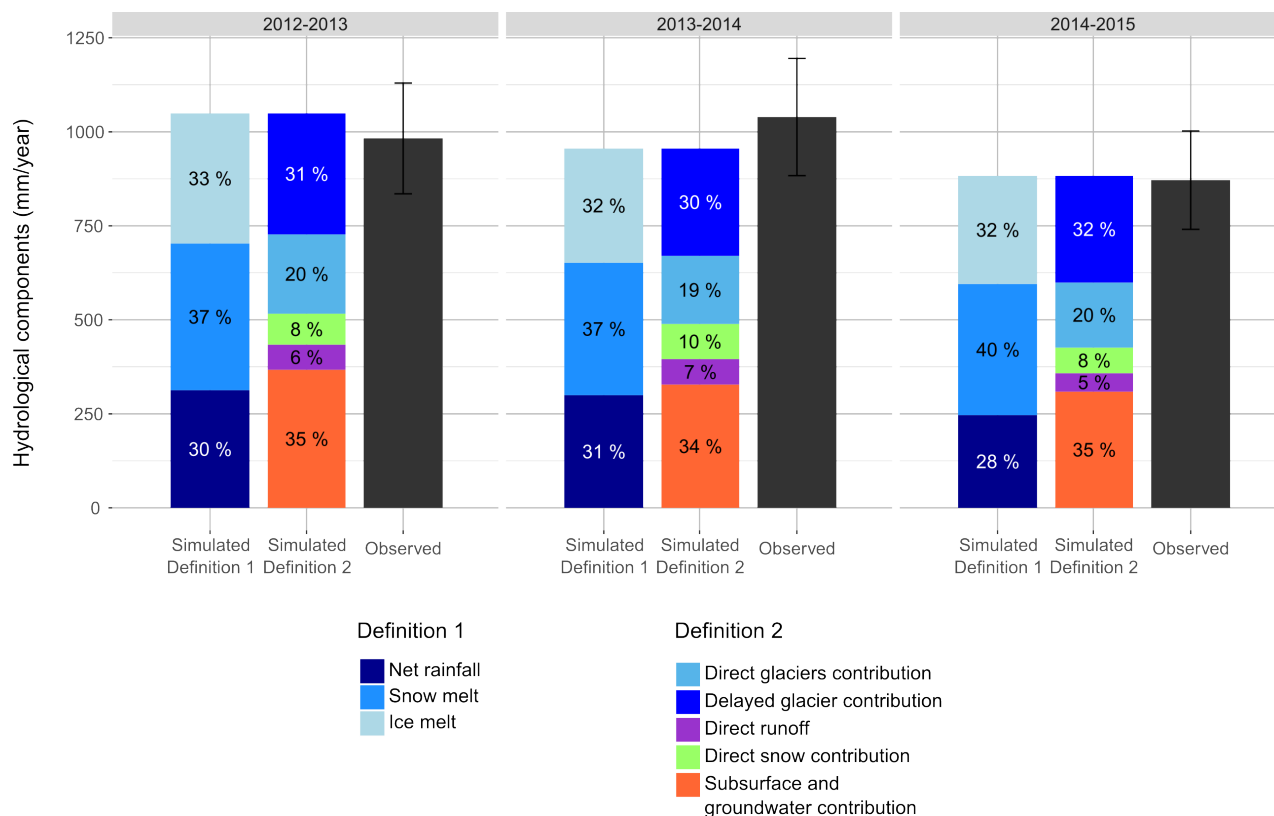


FIGURE V.5 – Contributions aux écoulements annuelles simulées sur le bassin de Phakding pour les deux définitions de contributions et écoulement annuel observé à la station de Phakding.

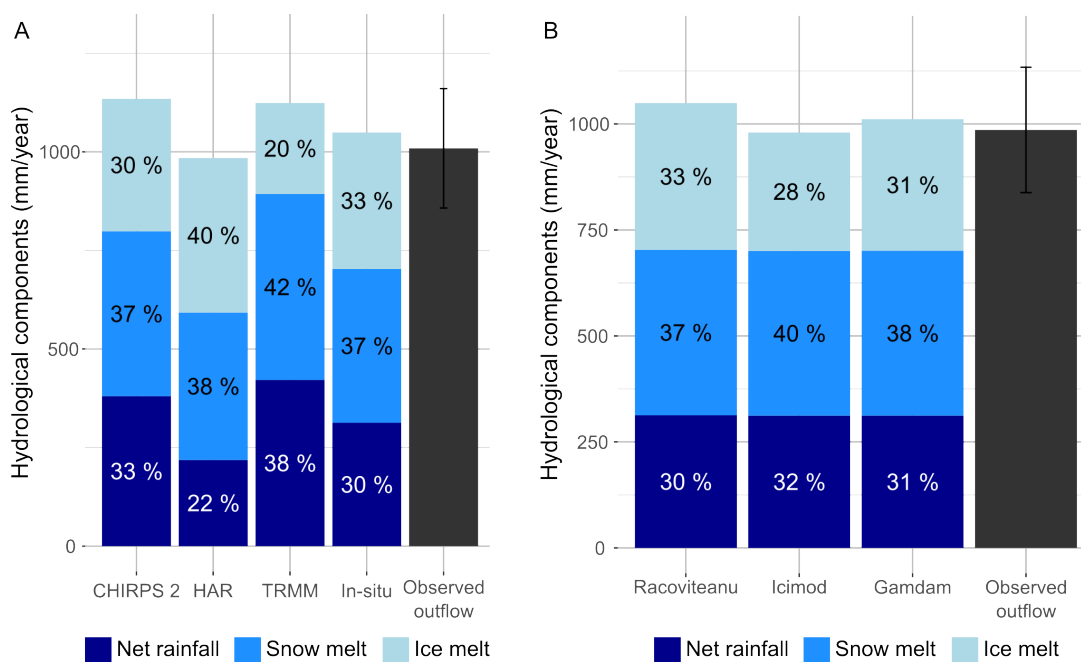


FIGURE V.6 – Comparaison des écoulements et des contributions hydrologiques annuelles simulées sur le bassin de Phakding pendant l'année glaciologique 2012-2013 pour (a) différentes données de précipitation, (b) différents inventaires de glaciers.

## V.2.2. Simulations en climat futur dans le bassin de Pheriche

Une seconde perspective pour poursuivre l'étude menée dans cette thèse est d'utiliser la version optimisée du modèle DHSVM-GDM et la paramétrisation appliquée sur le bassin de Pheriche afin de réaliser des simulations à long terme sur le bassin et d'analyser l'impact du changement climatique sur le régime hydrologique. Cette section présente des premiers résultats de l'étude de l'impact de l'augmentation de la température sur l'évolution des glaciers et des débits.

### V.2.2.1. Méthodes

Les scénarios d'évolution de la température testés ici sont issus de l'étude de SONCINI et al. [2016] qui a réalisé une descente d'échelle des températures et des précipitations simulées par trois modèles climatiques pour différents scénarios RCP.

Pour construire des chroniques de forçage météorologique jusqu'en 2099, les variables météorologiques des stations de Pheriche et de la Pyramide observées sur la période 2012-2015 sont répétées 28 fois. Trois scénarios d'évolution de la température sont ensuite établis :

- scénario 0 : les températures mesurées pendant la période 2012-2015 restent stables sur la période 2012-2099,
- scénarios RCP4.5 et RCP8.5 : les variations des températures mensuelles obtenues par SONCINI et al. [2016] à l'horizon 2040-2049 et 2090-2099 sur le bassin de Pheriche pour le modèle ECHAM6 sont appliquées aux données de température de Pheriche et de la Pyramide, en supposant une évolution linéaire entre 2015 et 2045 puis entre 2048 et 2099. Les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 prévoient respectivement une hausse de la température de 1.9 et 4.4 °C sur le bassin de Pheriche entre 2015 et 2100.

Ici, les scénarios d'évolution des précipitations ne sont pas pris en compte, seul l'impact de l'évolution de la température est analysé. L'option GLDYNAMICS du modèle DHSVM-GDM est utilisée pour prendre en compte l'écoulement gravitaire des glaciers. Le module de dynamique des glaciers ne nécessite pas de données ou paramètres supplémentaires par rapport aux simulations réalisées précédemment. Les données de description du bassin et les paramètres de simulation utilisés sont les mêmes que ceux utilisés pour les simulations en climat présent.

### V.2.2.2. Premiers résultats

La Figure V.7 présente les résultats de simulation des trois scénarios et donne des premiers résultats sur l'impact de la hausse des températures sur la phase des précipitations dans le bassin de Pheriche et sur l'évolution de la surface englacée et de l'écoulement annuel.

Il est intéressant de noter que le scénario qui ne prévoit pas d'évolution de la température conduit à une surface englacée simulée presque réduite de moitié d'ici 2100. Pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 la surface englacée restante en 2100 est respectivement égale à 45 et 34 % de la surface englacée actuelle. Concernant l'écoulement annuel à l'exutoire, le modèle simule une diminution très forte et rapide des débits entre 2015 et 2030 pour les trois scénarios. Pour les scénarios 0 et RCP4.5, l'écoulement annuel se stabilise à partir de 2080 autour de 650 mm/an (ce qui représente une perte d'environ un tiers de l'écoulement actuel). Pour le scénario RCP8.5, l'écoulement annuel diminue



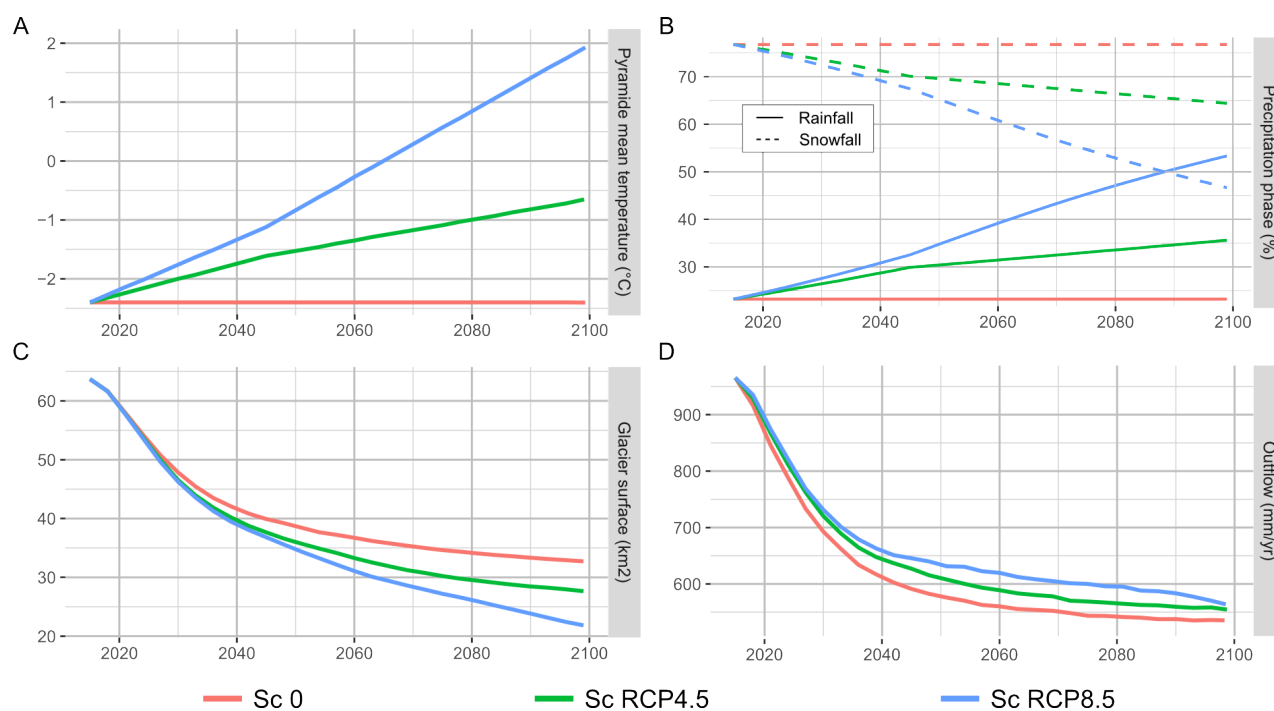


FIGURE V.7 – Évolution de (a) la température à la Pyramide, (b) la phase des précipitation, (c) la surface englacée et (d) débit annuel à l'exutoire entre 2012 à 2100 pour trois scénarios d'évolution de la température dans le bassin de Pheriche. Les résultats présentés ici sont moyennés sur des périodes de 3 ans.

moins rapidement car la fonte de glace est plus importante que pour les deux autres scénarios. Le modèle ne simule pas de pic des écoulements comme prévu par JANSSON et al. [2003] (cf Figure I.11), ce qui peut signifier que ce pic a déjà été atteint dans les années passées et que le bassin de Pheriche se situe dans la phase de diminution des écoulements annuels.

La Figure V.8 montre l'évolution des contributions hydrologiques mensuelles et annuelles. Dès 2040 la contribution de la fonte de la glace aux écoulements est fortement réduite pour les trois scénarios ce qui entraîne une forte diminution des débits de mousson et post-mousson. Les débits sont principalement contrôlés par la fonte de neige (entre 47 et 58 %) puis par le ruissellement de la pluie (entre 20 et 26%). Les débits mensuels évoluent peu entre 2040-2049 et 2090-2099 puisque la fonte glaciaire est presque stabilisée pour les trois scénarios. Les scénarios 0, RCP4.5 et RCP8.5 donnent des débits et contributions relativement similaires pour la période 2040-2049 mais sur la période 2090-2099 les contributions de la pluie et de la fonte de neige diffèrent. Le ruissellement de la pluie devient la plus grande contribution aux écoulements pour le scénario RCP8.5 alors que pour le scénario RCP4.5, les débits restent majoritairement contrôlés par la fonte de neige. Plus la hausse de température est importante, plus les débits de la rivière du Khumbu dépendent des événements de précipitation.

Afin d'approfondir l'étude sur l'impact du changement climatique sur le régime hydrologique du bassin de Pheriche, il est nécessaire :

- d'inclure les scénarios d'évolution des précipitations simulés par les modèles climatiques,
- d'ajouter les scénarios simulés par d'autres modèles climatiques,

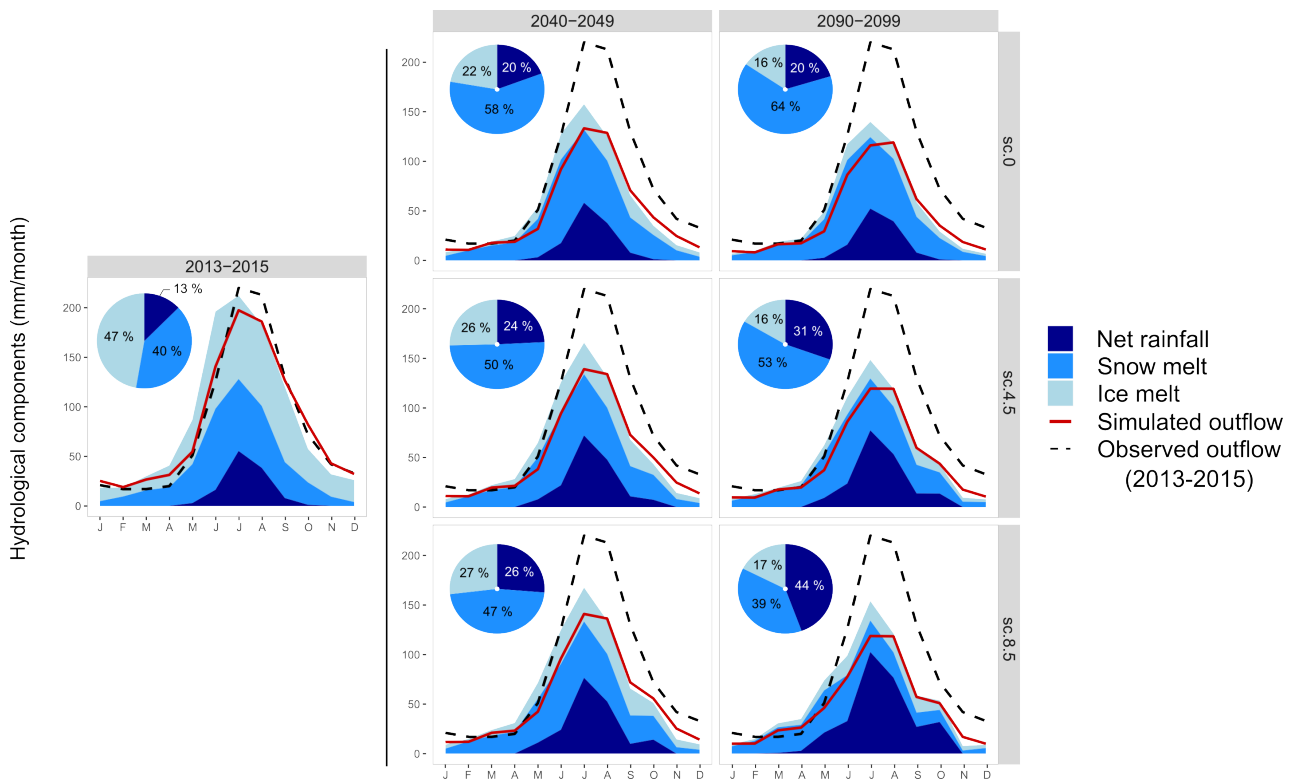


FIGURE V.8 – Évolution des contributions hydrologiques mensuelles et annuelles dans le bassin de Pheriche pour les périodes 2040-2049 et 2090-2099 pour les trois scénarios d'évolution de la température.

- d'adapter la paramétrisation des sols selon l'évolution des glaciers (l'épaisseur de sol fixée à 2 m sous les glaciers pour représenter le transfert de l'eau de fonte dans les glaciers reste inchangée lorsqu'une maille devient non-englacée),
- d'affiner la carte d'épaisseur de glace actuelle ou d'analyser l'incertitude liée à l'épaisseur de glace initiale sur la surface englacée restante à la fin de la simulation,
- de prendre en compte l'évolution de la surface des glaciers couverte de débris.

### V.2.3. Perspectives pour limiter les incertitudes de la modélisation glacio-hydrologique en Himalaya

#### V.2.3.1. Améliorer les forçages météorologiques

La principale limite à la modélisation hydrologique dans les bassins situés à haute altitude est la méconnaissance des précipitations. Les données in situ semblent être l'information la plus fiable concernant les précipitations à haute altitude cependant une forte incertitude réside sur l'interpolation spatiale de ces données. D'un autre côté, les produits grillés issus d'images satellites et de réanalyses permettent d'obtenir une information sur la distribution spatiale des précipitations mais les produits existants présentent des biais sur le cumul total de précipitation et leur résolution spatiale reste trop faible pour décrire de manière suffisamment précise la distribution spatiale des précipitations à l'échelle locale. Afin de réduire l'incertitude sur la distribution spatiale des précipitations, les variations temporelles (inter-annuelle, saisonnière et diurne) et la part des précipitations solides, l'utilisation des sorties des modèles atmosphériques (tels que WRF ou MAR (Modèle atmosphérique régional)) semble prometteuse. KARKI et al. [2017] et COLLIER & IMMERZEEL [2015] ont montré que

les simulations à 1 km de résolution réalisées avec le modèle WRF simulent correctement les variations saisonnières et diurnes mesurées dans les bassins de la Dudh Koshi et du Langtang au Népal et que les simulations à faible résolution peuvent permettre de mieux représenter les flux de précipitation à échelle locale dans les modèles glaciologiques et hydrologiques.

Des observations in situ restent cependant nécessaires pour valider et/ou corriger les champs de précipitation simulés par les modèles atmosphériques. Les données de précipitation in situ à haute altitude sont encore peu nombreuses et les chroniques de données sont généralement courtes ( $< 5$  ans) ou présentent des périodes de lacunes ce qui empêche l'analyse inter-annuelle des données de précipitations observées. Les résultats de cette thèse rappellent qu'il est nécessaire de privilégier les données mesurées par des pluviomètres adaptés à la mesure des précipitations solides au-dessus de 4000 m d'altitude plutôt que des pluviomètres classiques à augets basculants.

De plus, il existe une incertitude concernant la phase des précipitations : dans cette étude la phase des précipitations est déterminée par le modèle hydrologique selon deux seuils de températures. Il serait intéressant de mettre en place des disdromètres pour mesurer la phase des précipitations et ainsi mieux estimer les seuils de température pluie/neige. Cela permettrait de mieux estimer la part des précipitations solides à l'échelle du bassin versant.

### V.2.3.2. Améliorer la représentation des processus dans les modèles glacio-hydrologiques

Les modifications apportées au modèle DHSVM-GDM dans cette thèse ont permis d'améliorer la simulation des processus cryosphériques, cependant la représentation de la neige et des glaciers restent encore très simplifiée et certains processus restent à prendre en compte.

- Tout d'abord, le module d'avalanche implémenté dans cette étude pourrait être amélioré en augmentant le nombre de directions pour la propagation de l'avalanche. Le modèle DHSVM ne tient compte que des quatre cellules les plus proches pour les transferts latéraux. Dans le cas de la propagation des avalanches, augmenter le nombre de directions possibles aux 8 cellules les plus proches semble plus réaliste.
- Il serait également intéressant d'intégrer un modèle de transport de la neige par le vent, qui n'est pour l'instant pas pris en compte.
- Concernant les glaciers couverts de débris, le facteur de réduction de fonte ajouté dans cette thèse est appliqué uniformément sur l'ensemble du bassin et ne permet pas de prendre en compte les disparités spatiales de l'épaisseur de débris. De nombreux modèles utilisent un module de transfert thermique dans la couverture de débris, prenant en compte l'épaisseur des débris, pour simuler la fonte des glaciers couverts [e.g., REID & BROCK, 2010 ; LEJEUNE et al., 2013 ; FUJITA & SAKAI, 2014 ; FYFFE et al., 2014]. FRANS et al. [2016] ont intégré le transfert thermique dans la couche de débris dans le modèle DHSVM-GDM, il serait intéressant d'utiliser cette nouvelle version lors de futures applications du modèle DHSVM-GDM dans des bassins englacés en Himalaya.
- En ce qui concerne les transferts hydrologiques, l'analyse du cycle diurne et de l'évènement de typhon Phailin ont montré que la représentation du stockage et du transfert hydrologique dans les sols et glaciers est à améliorer. Tout d'abord, les systèmes de transfert hydrauliques dans les glaciers ne sont pas représentés dans le modèle DHSVM-GDM. Plusieurs études glaciologiques

ont montré l'impact du système hydraulique glaciaire sur les écoulements [e.g., FOUNTAIN & WALDER, 1998 ; GULLEY et al., 2009 ; BENN et al., 2017]. Il existe des modèles qui prennent en compte le transfert d'eau dans les glaciers, par exemple, HOCK & JANSSON [2005] intègrent la représentation du système de transfert dans les glaciers dans un modèle glacio-hydrologique de manière conceptuelle à partir de réservoirs linéaires, et FLOWERS & CLARKE [2002] proposent un modèle avec une représentation physique de l'écoulement dans les conduites glaciaires en se basant sur des formules hydrauliques.

Enfin, une meilleure représentation des processus glaciaires dans les modèles nécessite surtout des données de description des surfaces englacées et des données de validation plus nombreuses et avec une plus grande fiabilité.

- Premièrement, concernant les données de description des surfaces englacées, cette étude a montré que la surface englacée diffère considérablement selon l'inventaire des glaciers utilisé et que cela génère une incertitude sur la fonte glaciaire simulée pour des bassins versants avec une faible superficie. De plus, les simulations réalisées sur de longues périodes pour analyser l'évolution des glaciers et du bilan hydrique nécessitent une connaissance précise du volume glaciaire à l'état initial, or les cartes d'épaisseur de glace utilisées en entrée des modèles sont généralement calculées à partir d'hypothèses simplificatrices et il existe peu de mesures radar pour valider les cartes d'épaisseur de glace calculées. Afin de réduire l'incertitude sur la représentation des glaciers dans les modèles glacio-hydrologiques, il est nécessaire d'améliorer la description des surfaces englacées (surface, épaisseur, surface couverte de débris, épaisseur de la couverture de débris) en entrée des modèles.
- Deuxièmement, l'amélioration de la représentation des processus cryosphériques dans les modèles nécessite plus de données de validation. Cette étude a montré l'importance de valider indépendamment la simulation de couvert neigeux, de l'évolution des glaciers et des transferts hydrologiques pour mieux quantifier l'origine des écoulements. Cependant, les données disponibles ne permettent pas toujours de valider précisément la simulation des processus. En particulier, il est difficile de valider la fonte glaciaire à partir des bilans de masse des glaciers. La première raison est que les données de bilan de masse des glaciers ne peuvent pas toujours être directement comparés aux bilans de masse simulés (les bilans de masse géodétiques peuvent être calculés sur des surfaces et périodes différentes des surfaces et périodes de la simulation ou bien les bilans de masse locaux ne sont pas forcément représentatifs de l'ensemble des glaciers situés dans le bassin versant). Mais surtout, la principale limite pour l'utilisation des données de bilan de masse pour valider les processus glaciaires vient de l'incertitude sur les précipitations. En effet, le bilan de masse renseigne sur la différence entre l'accumulation et l'ablation des glaciers, et dans un contexte où il existe une forte incertitude sur l'accumulation le bilan de masse ne permet pas de valider la représentation des processus de fonte dans les modèles. Une solution à ce problème serait d'avoir accès à des mesures ou estimations d'accumulation et d'ablation distinctes ou bien d'utiliser des débits mesurés à l'exutoire des glaciers. Concernant la simulation du couvert neigeux, les images satellites MODIS traitées avec l'algorithme MODImLab permettent d'obtenir des cartes d'albédo et de neige quotidiennes (excepté les jours avec un fort enneigement) utiles à la validation, cependant des mesures de hauteur de neige

in situ supplémentaires permettraient de valider le SWE simulé (de telles mesures existent à la Pyramide mais seulement pendant l'année 2013).



---

## Références Bibliographiques

---

- AGARWAL, A., BABEL, M.S. & MASKEY, S. [2014]. “Analysis of future precipitation in the Koshi river basin, Nepal”. *Journal of hydrology*. Vol. 513, p. 422–434 (p. 69).
- AGGARWAL, P.K. [2008]. “Global climate change and Indian agriculture : impacts, adaptation and mitigation”. *Indian Journal of Agricultural Sciences*. Vol. 78. no. 11, p. 911 (p. 15).
- AKHTAR, M., AHMAD, N. & BOOIJ, M.J. [2008]. “The impact of climate change on the water resources of Hindukush–Karakorum–Himalaya region under different glacier coverage scenarios”. *Journal of hydrology*. Vol. 355. no. 1, p. 148–163 (p. 28, 87).
- ALFORD, D. [1992]. “Hydrological aspects of the Himalayan region”. (p. 17).
- ANDERMANN, C., BONNET, S. & GLOAGUEN, R. [2011]. “Evaluation of precipitation data sets along the Himalayan front”. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol. 12. no. 7 (p. 68, 111, 125).
- ANDERMANN, C., LONGUEVERGNE, L., BONNET, S., CRAVE, A., DAVY, P. & GLOAGUEN, R. [2012]. “Impact of transient groundwater storage on the discharge of Himalayan rivers”. *Nature Geoscience*. Vol. 5. no. 2, p. 127 (p. 30, 37, 39, 40, 87, 88).
- ANDERSON, E.A. [1976]. “A point energy and mass balance model of a snow cover. Silver Spring, MD US. National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)”. Rap. tech. Technical Report NWS 19 (p. 57).
- ANDERSON, L.S. & ANDERSON, R.S. [2016]. “Modeling debris-covered glaciers : response to steady debris deposition”. *The Cryosphere*. Vol. 10. no. 3, p. 1105 (p. 12).
- ANDREADIS, K.M., STORCK, P. & LETTENMAIER, D.P. [2009]. “Modeling snow accumulation and ablation processes in forested environments”. *Water Resources Research*. Vol. 45. no. 5 (p. 56, 92, 194).
- AZAM, M.F., WAGNON, P., VINCENT, C., RAMANATHAN, A.L., FAVIER, V., MANDAL, A. & POTTAKKAL, J.G. [2014]. “Processes governing the mass balance of Chhota Shigri Glacier (western Himalaya, India) assessed by point-scale surface energy balance measurements”. *The Cryosphere*. Vol. 8. no. 6, p. 2195–2217 (p. 32).
- BAJRACHARYA, B., UDDIN, K., CHETTRI, N., SHRESTHA, B. & SIDDIQUI, S.A. [2010]. “Understanding land cover change using a harmonized classification system in the Himalaya : a case study from Sagarmatha National Park, Nepal”. *Mountain Research and Development*. Vol. 30. no. 2, p. 143–156 (p. 88, 89, 91).
- BAJRACHARYA, S.R. [2014]. “Glacier status in Nepal and decadal change from 1980 to 2010 based on Landsat data”. International Centre for Integrated Mountain Development (p. 62, 90, 129).
- BAJRACHARYA, S.R., SHRESTHA, B. et al. [2011]. “The status of glaciers in the Hindu Kush-Himalayan region.” International Centre for Integrated Mountain Development (ICIMOD) (p. 11).

- BARRY, R.G. & CHORLEY, R.J. [1987]. "Atmosphere, weather and climate, Methuen & Co". *Ltd., London, Great Britain*. P. 274–328 (p. 129).
- BECKERS, Jos & ALILA, Younes [2004]. "A model of rapid preferential hillslope runoff contributions to peak flow generation in a temperate rain forest watershed". *Water Resources Research*. Vol. 40. no. 3.
- BENN, D.I., BOLCH, T., HANDS, K., GULLEY, J., LUCKMAN, A., NICHOLSON, L.I., QUINCEY, D., THOMPSON, S., TOUMI, R. & WISEMAN, S. [2012]. "Response of debris-covered glaciers in the Mount Everest region to recent warming, and implications for outburst flood hazards". *Earth-Science Reviews*. Vol. 114. no. 1, p. 156–174 (p. 14, 16, 17, 87).
- BENN, D.I., THOMPSON, S., GULLEY, J., MERTES, J., LUCKMAN, A. & NICHOLSON, L. [2017]. "Structure and evolution of the drainage system of a Himalayan debris-covered glacier, and its relationship with patterns of mass loss". *The Cryosphere*. Vol. 11. no. 5, p. 2247 (p. 108, 168).
- BERGHUIJS, W.R., WOODS, R.A. & HRACHOWITZ, M. [2014]. "A precipitation shift from snow towards rain leads to a decrease in streamflow". *Nature Climate Change*. Vol. 4. no. 7, p. 583 (p. 87).
- BEWLEY, D., ALILA, Y. & VARHOLA, A. [2010]. "Variability of snow water equivalent and snow energetics across a large catchment subject to Mountain Pine Beetle infestation and rapid salvage logging". *Journal of Hydrology*. Vol. 388. no. 3, p. 464–479 (p. 92).
- BHAMBRI, R., BOLCH, T., CHAUJAR, R.K. & KULSHRESHTHA, S.C. [2011]. "Glacier changes in the Garhwal Himalaya, India, from 1968 to 2006 based on remote sensing". *Journal of Glaciology*. Vol. 57. no. 203, p. 543–556 (p. 14, 87, 88).
- BHARATI, L., GURUNG, P., JAYAKODY, P., SMAKHTIN, V. & BHATTARAI, U. [2014]. "The projected impact of climate change on water availability and development in the Koshi Basin, Nepal". *Mountain Research and Development*. Vol. 34. no. 2, p. 118–130 (p. 15–17, 37).
- BOLCH, T., BUCHROITHNER, M.F., PETERS, J., BAESSLER, M. & BAJRACHARYA, S. [2008]. "Identification of glacier motion and potentially dangerous glacial lakes in the Mt. Everest region/Nepal using spaceborne imagery". *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Vol. 8. no. 6, p. 1329–1340 (p. 36).
- BOLCH, T., KULKARNI, A., KÄÄB, A., HUGGEL, C., PAUL, F., COGLEY, J.G., FREY, H., KARGEL, J.S., FUJITA, K., SCHEEL, M. et al. [2012]. "The state and fate of Himalayan glaciers". *Science*. Vol. 336. no. 6079, p. 310–314 (p. 5, 11, 12, 79, 87, 99, 124, 140, 141).
- BOOKHAGEN, B. & BURBANK, D.W. [2006]. "Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya". *Geophysical Research Letters*. Vol. 33. no. 8 (p. 89, 125, 126).
- BOOKHAGEN, B. & BURBANK, D.W. [2010]. "Toward a complete Himalayan hydrological budget : Spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge". *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*. Vol. 115. no. F3 (p. 6, 30, 124).
- BRAUN, L.N., GRABS, W. & RANA, B. [1993]. "Application of a conceptual precipitation-runoff model in the Langtang Khola basin, Nepal Himalaya". *IAHS Publications-Publications of the International Association of Hydrological Sciences*. Vol. 218, p. 221–238 (p. 37, 39, 40).
- BROCK, B.W., WILLIS, I.C. & SHARP, M.J. [2006]. "Measurement and parameterization of aerodynamic roughness length variations at Haut Glacier d’Arolla, Switzerland". *Journal of Glaciology*. Vol. 52. no. 177, p. 281–297 (p. 194).
- BRUN, F., BERTHIER, E., WAGNON, P., KÄÄB, A. & TREICHLER, D. [2017]. "A spatially resolved estimate of High Mountain Asia glacier mass balances from 2000 to 2016". *Nature Geoscience*. (p. 12, 13, 79, 88, 91, 99, 101, 110, 140, 141).
- BRUTSAERT, W. [2005]. "Hydrology : an introduction". Cambridge University Press (p. 194).
- BURI, P., PELLICCIOTTI, F., STEINER, J.F., MILES, E.S. & IMMERZEEL, W.W. [2016]. "A grid-based model of backwasting of supraglacial ice cliffs on debris-covered glaciers". *Annals of Glaciology*. Vol. 57. no. 71, p. 199–211 (p. 12).
- BURNS, P.J. [2012]. "Glacier change in a basin of the Peruvian Andes and implications for water resources". Thèse de doct. Oregon State University (p. 195).



- BYERS, A. [2017]. “Cultural, Landscape, and Climate Change in the Sagarmatha (Mt Everest) National Park, Khumbu, Nepal”. Vajra Books (p. 21).
- CEGLAR, A., TORETI, A., BALSAMO, G. & KOBAYASHI, S. [2017]. “Precipitation over Monsoon Asia : A Comparison of Reanalyses and Observations”. *Journal of Climate*. Vol. 30. no. 2, p. 465–476 (p. 111, 125).
- CHATURVEDI, R.K., KULKARNI, A., KARYAKARTE, Y., JOSHI, J. & BALA, G. [2014]. “Glacial mass balance changes in the Karakoram and Himalaya based on CMIP5 multi-model climate projections”. *Climatic change*. Vol. 123. no. 2, p. 315–328 (p. 9, 10).
- CHEN, Y., LI, W., FANG, G. & LI, Z. [2017]. “Hydrological modeling in glacierized catchments of central Asia-status and challenges”. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 21. no. 2, p. 669 (p. 88).
- CLAPP, R.B. & HORNBERGER, G.M. [1978]. “Empirical equations for some soil hydraulic properties”. *Water resources research*. Vol. 14. no. 4, p. 601–604 (p. 195).
- COGLEY, J.G. [2009]. “A more complete version of the World Glacier Inventory”. *Annals of Glaciology*. Vol. 50. no. 53, p. 32–38 (p. 88).
- COLLIER, E. & IMMERZEEL, W.W. [2015]. “High-resolution modeling of atmospheric dynamics in the Nepalese Himalaya”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. Vol. 120. no. 19, p. 9882–9896 (p. 146, 166).
- CRISTEA, N.C., LUNDQUIST, J.D., LOHEIDE, S.P., LOWRY, C.S. & MOORE, C.E. [2014]. “Modelling how vegetation cover affects climate change impacts on streamflow timing and magnitude in the snowmelt-dominated upper Tuolumne Basin, Sierra Nevada”. *Hydrological processes*. Vol. 28. no. 12, p. 3896–3918 (p. 92).
- CRUZ, R.V., HARASAWA, H., LAL, M., WU, S., ANOKHIN, Y., PUNSALMAA, B., HONDA, Y., JAFARI, M., LI, C. & NINH, N.H. [2007]. “Asia. In ‘Climate Change 2007 : impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change’.(Eds ML Parry, OF Canziani, JP Palutikof, PJ van der Linden, CE Hanson)”. *Cambridge, UK : Cambridge University Press. Accessed February*. Vol. 28, p. 469–506 (p. 8).
- DEE, D.P., UPPALA, S.M., SIMMONS, A.J., BERRISFORD, P., POLI, P., KOBAYASHI, S., ANDRAE, U., BALMASEDA, M.A., BALSAMO, G., BAUER, P. et al. [2011]. “The ERA-Interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system”. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*. Vol. 137. no. 656, p. 553–597 (p. 69, 125).
- DICKINSON, R.E., HENDERSON-SELLERS, A., ROSENZWEIG, C. & SELLERS, P.J. [1991]. “Evapotranspiration models with canopy resistance for use in climate models, a review”. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 54. no. 2-4, p. 373–388 (p. 196).
- DIJKSHOORN, K. & HUTING, J. [2009]. “Soil and Terrain database for Nepal” (p. 60, 89, 129).
- DIXIT, A., UPADHYA, M., DIXIT, K., POKHREL, A. & RAI, D.R. [2009]. “Living with water stress in the hills of the Koshi Basin, Nepal”. *Kathmandu : ICIMOD*. P. 5 (p. 16).
- DOUVILLE, H., ROYER, J.F. & MAHFOUF, J.F. [1995]. “A new snow parameterization for the Meteo-France climate model”. *Climate Dynamics*. Vol. 12. no. 1, p. 21–35 (p. 92).
- ECKMAN, J., CHEVALLIER, P., BOONE, A., NEPPEL, L., DE ROUW, A., DELCLAUX, F. & KOIRALA, D. [2017]. “Providing a non-deterministic representation of spatial variability of precipitation in the Everest region”. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 21. no. 9, p. 4879 (p. 125, 126, 130, 131, 158, 201).
- ESSERY, R., LI, L. & POMEROY, J. [1999]. “A distributed model of blowing snow over complex terrain”. *Hydrological processes*. Vol. 13. no. 1415, p. 2423–2438 (p. 32).
- FAULON, M. [2015]. “Hydroélectricité et adduction d’eau dans le Haut Pharak. Techniques, enjeux fonciers et relation de pouvoir autour de la ressource”. Rap. tech. Université Bordeaux Montaigne (p. 22–25).
- FLOWERS, G.E. & CLARKE, G.K.C. [2002]. “A multicomponent coupled model of glacier hydrology 2. Application to Trapridge Glacier, Yukon, Canada”. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*. Vol. 107. no. B11 (p. 108, 168).

- FØRLAND, E.J., ALLERUP, P., DAHLSTRÖM, B., ELOMAA, E., JÓNSSON, T., MADSEN, H., PERÄLÄ, J., RISSANEN, P., VEDIN, H. & VEJEN, F. [1996]. “Manual for operational correction of Nordic precipitation data”. *DNMI report*. Vol. 24, p. 96 (p. 66).
- FOUNTAIN, A.G. & WALDER, J.S. [1998]. “Water flow through temperate glaciers”. *Reviews of Geophysics*. Vol. 36. no. 3, p. 299–328 (p. 168).
- FRANS, C. [2015]. “Implications of Glacier Recession for Water Resources”. Thèse de doct. University of Washington (p. 59).
- FRANS, C., ISTANBULLUOGLU, E., LETTENMAIER, D.P., NAZ, B.S., CLARKE, G.K.C., CONDOM, T., BURNS, P. & NOLIN, A.W. [2015]. “Predicting glacio-hydrologic change in the headwaters of the Zongo River, Cordillera Real, Bolivia”. *Water Resources Research*. Vol. 51. no. 11, p. 9029–9052 (p. 92).
- FRANS, C., ISTANBULLUOGLU, E., LETTENMAIER, D.P., CLARKE, G., BOHN, T.J. & STUMBAUGH, M. [2016]. “Implications of decadal to century scale glacio-hydrological change for water resources of the Hood River basin, OR, USA”. *Hydrological Processes*. Vol. 30. no. 23, p. 4314–4329 (p. 167).
- FRENIERRE, J. & MARK, B.G. [2014]. “A review of methods for estimating the contribution of glacial meltwater to total watershed discharge”. *Progress in Physical Geography*. Vol. 38. no. 2, p. 173–200 (p. 27).
- FREY, S. & HOLZMANN, H. [2015]. “A conceptual, distributed snow redistribution model”. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 19. no. 11, p. 4517 (p. 109).
- FUJITA, K. & SAKAI, A. [2014]. “Modelling runoff from a Himalayan debris-covered glacier”. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 18. no. 7, p. 2679 (p. 37, 69, 167).
- FUJITA, K., INOUE, H., IZUMI, T., YAMAGUCHI, S., SADAKANE, A., SUNAKO, S., NISHIMURA, K., IMMERZEEL, W.W., SHEA, J.M., KAYASTHA, R.B. et al. [2017]. “Anomalous winter-snow-amplified earthquake-induced disaster of the 2015 Langtang avalanche in Nepal”. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Vol. 17. no. 5, p. 749 (p. 108).
- FUNK, C., VERDIN, A., MICHAELSEN, J., PETERSON, P., PEDREROS, D. & HUSAK, G. [2015]. “A global satellite assisted precipitation climatology.” *Earth System Science Data Discussions*. Vol. 8. no. 1 (p. 69, 127, 128).
- FYFFE, C., REID, T., BROCK, B., KIRKBRIDE, M., DIOLAIUTI, G., SMIRAGLIA, C. & DIOTRI, F. [2014]. “A distributed energy-balance melt model of an alpine debris-covered glacier”. *Journal of Glaciology*. Vol. 60. no. 221, p. 587–602 (p. 167).
- GARDELLE, J. [2012]. “Evolution récente des glaciers du Pamir-Karakoram-Himalaya : apport de l'imagerie satellite”. Thèse de doct. Université de Grenoble (p. 32).
- GARDELLE, J., BERTHIER, E., ARNAUD, Y. & KAAB, A. [2013]. “Region-wide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999-2011 (vol 7, pg 1263, 2013)”. *Cryosphere*. Vol. 7. no. 6, p. 1885–1886 (p. 13, 79, 99, 140, 141).
- GARDNER, A., MOHOLDT, G., COGLEY, J.G., WOUTERS, B., ARENDT, A., WAHR, J., BERTHIER, E., HOCK, R., PFEFFER, W.T., KASER, G. et al. [2013]. “A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise : 2003 to 2009”. *science*. Vol. 340. no. 6134, p. 852–857 (p. 10, 13).
- GAUTAM, M., TIMILSINA, G. & ACHARYA, K. [2013]. “Climate change in the Himalayas : current state of knowledge”. *World Bank Policy Research*. (p. 8).
- GENTLE, P. & MARASENI, T. [2012]. “Climate change, poverty and livelihoods : Adaptation practices by rural mountain communities in Nepal”. *Environmental Science Policy*. Vol. 21, 24–34 (p. 27).
- GoN-WECS [2011]. “National Water Plan, Nepal” (p. 17).
- GULLEY, J.D., BENN, D.I., SCREATON, E. & MARTIN, J. [2009]. “Mechanisms of englacial conduit formation and their implications for subglacial recharge”. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 28. no. 19, p. 1984–1999 (p. 108, 168).
- GUPTA, H.V., KLING, H., YILMAZ, K.K. & MARTINEZ, G.F. [2009]. “Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria : Implications for improving hydrological modelling”. *Journal of Hydrology*. Vol. 377. no. 1, p. 80–91 (p. 79, 98, 130).

- HAEBERLI, W. & HÖLZLE, M. [1995]. “Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers : a pilot study with the European Alps”. *Annals of glaciology*. Vol. 21. no. 1, p. 206–212 (p. 63, 94).
- HIJIOKA, Y., LIN, E., PEREIRA, J.J., CORLETT, R.T., CUI, X., INSAROV, G.E., LASCO, R.D., LINDGREN, E. & SURJAN, A. [2014]. “Asia. Climate Change 2014 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B : Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Barros, V.R., C.B. Field, D.J. Dokken, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White (eds.)].” Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom & New York, NY, USA, p. 1327–1370 (p. 27).
- HOCK, R. & JANSSON, P. [2005]. “Modeling glacier hydrology”. *Encyclopedia of hydrological sciences*. (p. 168).
- HUFFMAN, G.J., BOLVIN, D.T., NELKIN, E.J., WOLFF, D.B., ADLER, R.F., GU, G., HONG, Y., BOWMAN, K.P. & STOCKER, E.F. [2007]. “The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA) : Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales”. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 8. no. 1, p. 38–55 (p. 68, 127, 128).
- IMMERZEEL, W.W., DROOGERS, P., DE JONG, S.M. & BIERKENS, M.F.P. [2009]. “Large-scale monitoring of snow cover and runoff simulation in Himalayan river basins using remote sensing”. *Remote sensing of Environment*. Vol. 113. no. 1, p. 40–49 (p. 6).
- IMMERZEEL, W.W., VAN BEEK, L.P.H. & BIERKENS, M.F.P. [2010]. “Climate change will affect the Asian water towers”. *Science*. Vol. 328. no. 5984, p. 1382–1385 (p. 15, 27, 87, 124).
- IMMERZEEL, W.W., PELLICCIOTTI, F. & SHRESTHA, A.B. [2012a]. “Glaciers as a proxy to quantify the spatial distribution of precipitation in the Hunza basin”. *Mountain research and development*. Vol. 32. no. 1, p. 30–38 (p. 125).
- IMMERZEEL, W.W., VAN BEEK, L.P.H., KONZ, M., SHRESTHA, A.B. & BIERKENS, M.F.P. [2012b]. “Hydrological response to climate change in a glacierized catchment in the Himalayas”. *Climatic change*. Vol. 110. no. 3-4, p. 721–736 (p. 37, 40, 87, 95).
- IMMERZEEL, W.W., PETERSEN, L., RAGETTLI, S. & PELLICCIOTTI, F. [2014]. “The importance of observed gradients of air temperature and precipitation for modeling runoff from a glacierized watershed in the Nepalese Himalayas”. *Water Resources Research*. Vol. 50. no. 3, p. 2212–2226 (p. 130).
- IPCC [2007]. “Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change”. Cambridge University Press (p. 9).
- IRVINE-FYNN, T.D.L., PORTER, P.R., ROWAN, A.V., QUINCEY, D.J., GIBSON, M.J., BRIDGE, J.W., WATSON, C.S., HUBBARD, A. & GLASSER, N.F. [2017]. “Supraglacial ponds regulate runoff from Himalayan debris-covered glaciers”. *Geophysical Research Letters*. (p. 107).
- JACQUEMET, E. [2016a]. “De la fabrique des héros à la fabrique du territoire, le cas du Solukhumbu dans la région de l’Everest, Népal”. Colloque Doc’Géo - JG13 Héros, mythes et espaces. Quelle place du héros dans la construction des territoires ?. P. 83–94 (p. 22).
- JACQUEMET, E. [2016b]. “Eau, hydroélectricité et tourisme dans la région de l’Everest : ou l’art sherpa de mettre la fée des glaciers en bouteille”. Doctoriales Sciences Sociales de l’Eau. (p. 18, 19, 22, 23).
- JACQUEMET, E. [2017]. “Réinventer le Khumbu : la société sherpa à l’ère du Yak Donald’s”. La montagne, territoire d’innovation. (p. 19, 20).
- JANSSON, P., HOCK, R. & SCHNEIDER, T. [2003]. “The concept of glacier storage : a review”. *Journal of Hydrology*. Vol. 282. no. 1, p. 116–129 (p. 10, 15, 35, 36, 165).
- JAROSCH, A.H., ANSLOW, F.S. & CLARKE, G.K.C. [2012]. “High-resolution precipitation and temperature downscaling for glacier models”. *Climate Dynamics*. Vol. 38. no. 1-2, p. 391–409 (p. 125).
- KÄÄB, A. [2005]. “Combination of SRTM3 and repeat ASTER data for deriving alpine glacier flow velocities in the Bhutan Himalaya”. *Remote Sensing of Environment*. Vol. 94. no. 4, p. 463–474 (p. 36).

- KÄÄB, A., BERTHIER, E., NUTH, C., GARDELLE, J. & ARNAUD, Y. [2012]. “Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas”. *Nature*. Vol. 488. no. 7412, p. 495–498 (p. 11, 12).
- KÄÄB, A., TREICHLER, D., NUTH, C. & BERTHIER, E. [2015]. “Brief Communication : Contending estimates of 2003–2008 glacier mass balance over the Pamir–Karakoram–Himalaya”. *The Cryosphere*. Vol. 9. no. 2, p. 557–564 (p. 88, 124).
- KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., COLLINS, W., DEAVEN, D., GANDIN, L., IREDELL, M., SAHA, S., WHITE, G., WOOLLEN, J. et al. [1996]. “The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project”. *Bulletin of the American meteorological Society*. Vol. 77. no. 3, p. 437–471 (p. 125).
- KARKI, R., HASSON, S. ul, GERLITZ, L., SCHICKHOFF, U., SCHOLTEN, T. & BÖHNER, J. [2017]. “Quantifying the added value of convection-permitting climate simulations in complex terrain : a systematic evaluation of WRF over the Himalayas”. *Earth System Dynamics*. Vol. 8. no. 3, p. 507 (p. 50, 146, 166).
- KASER, G., GROSSHAUSER, M. & MARZEION, B. [2010]. “Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes”. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. Vol. 107. no. 47, p. 20223–20227 (p. 87, 124).
- KATTEL, D.B., YAO, T., YANG, K., TIAN, L., YANG, G. & JOSWIAK, D. [2013]. “Temperature lapse rate in complex mountain terrain on the southern slope of the central Himalayas”. *Theoretical and applied climatology*. Vol. 113. no. 3-4, p. 671–682 (p. 130).
- KAYASTHA, R.B., TAKEUCHI, Y., NAKAWO, M. & AGETA, Y. [2000]. “Practical prediction of ice melting beneath various thickness of debris cover on Khumbu Glacier, Nepal, using a positive degree-day factor”. *IAHS PUBLICATION*. Vol. 7182 (p. 11, 34).
- KING, O., QUINCEY, D.J., CARRIVICK, J.L. & ROWAN, A.V. [2016]. “Spatial variability in mass change of glaciers in the Everest region, central Himalaya, between 2000 and 2015”. *The Cryosphere Discussions*. P. 1–35 (p. 79, 89, 99, 140, 141).
- KLOK, E.J. & OERLEMANS, J. [2002]. “Model study of the spatial distribution of the energy and mass balance of Morteratschgletscher, Switzerland”. *Journal of Glaciology*. Vol. 48. no. 163, p. 505–518 (p. 70).
- KONZ, M., UHLENBROOK, S., BRAUN, L., SHRESTHA, A.B. & DEMUTH, S. [2007]. “Implementation of a process-based catchment model in a poorly gauged, highly glacierized Himalayan headwater”. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. Vol. 11. no. 4, p. 1323–1339 (p. 28, 37, 39, 40, 96).
- KONZELMANN, T., WAL, R.S.W. van de, GREUILL, W., BINTANJA, R., HENNEKEN, E.A.C. & ABE-OUCHI, A. [1994]. “Parameterization of global and longwave incoming radiation for the Greenland Ice Sheet”. *Global and Planetary change*. Vol. 9. no. 1-2, p. 143–164 (p. 70).
- KRAAIJENBRINK, P.D.A., BIERKENS, M.F.P., LUTZ, A.F. & IMMERZEEL, W.W. [2017]. “Impact of a global temperature rise of 1.5 degrees Celsius on Asia’s glaciers”. *Nature*. Vol. 549. no. 7671, p. 257–260 (p. 9, 14, 87).
- KULKARNI, A., PATWARDHAN, S., KUMAR, K.K., ASHOK, K. & KRISHNAN, R. [2013]. “Projected climate change in the Hindu Kush–Himalayan region by using the high-resolution regional climate model PRECIS”. *Mountain Research and Development*. Vol. 33. no. 2, p. 142–151 (p. 5).
- KUMAR, D., CHOUDHARY, A. & DIMRI, A.P. [2018]. “Regional Climate Changes Over Hindukush-Karakoram-Himalaya Region”. P. 143–159 (p. 8).
- KUMAR, K.K., PATWARDHAN, S.K., KULKARNI, A., KAMALA, K., RAO, K.K. & JONES, R. [2011]. “Simulated projections for summer monsoon climate over India by a high-resolution regional climate model (PRECIS)”. *Current Science*. Vol. 101. no. 3, p. 312–326 (p. 10).
- LANG, T.J. & BARROS, A.P. [2004]. “Winter storms in the central Himalayas”. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*. Vol. 82. no. 3, p. 829–844 (p. 6, 124).
- LARAMIE, R.L. & SCHAAKE, J.C. [1972]. “Simulation of the continuous snowmelt process”. Ralph M. Parsons Laboratory for Water Resources & Hydrodynamics, Massachusetts Institute of Technology (p. 57).

- LEHNING, M. & FIERZ, C. [2008]. “Assessment of snow transport in avalanche terrain”. *Cold Regions Science and Technology*. Vol. 51. no. 2-3, p. 240–252 (p. 32).
- LEJEUNE, Y. [2009]. “Apports des modèles de neige CROCUS et de sol ISBA à l’étude du bilan glaciologique d’un glacier tropical et du bilan hydrologique de son bassin versant”. Thèse de doct. Université Joseph-Fourier-Grenoble I (p. 66).
- LEJEUNE, Y., L’HÔTE, Y. & CHEVALLIER, P. [2003]. “Instrumentation et constitution d’une base de données météorologiques et nivologiques dans les Andes ; Station Charquini, 4795 m, Bolivie”. *Météo-France/CNRM, Note de Centre*. Vol. 21, p. 63 (p. 66).
- LEJEUNE, Y., BOUILLOUD, L., ETCHEVERS, P., WAGNON, P., CHEVALLIER, P., SICART, J.E., MARTIN, E. & HABETS, F. [2007]. “Melting of snow cover in a tropical mountain environment in Bolivia : Processes and modeling”. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 8. no. 4, p. 922–937 (p. 90, 127).
- LEJEUNE, Y., BERTRAND, J.M., WAGNON, P. & MORIN, S. [2013]. “A physically based model of the year-round surface energy and mass balance of debris-covered glaciers”. *Journal of Glaciology*. Vol. 59. no. 214, p. 327–344 (p. 12, 39, 167).
- LEUNG, L.R. & WIGMOSTA, M.S. [1999]. “Potential climate change impacts on mountain watersheds in the Pacific Northwest”. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*. Vol. 35. no. 6, p. 1463–1471 (p. 92).
- LEUNG, L.R., WIGMOSTA, M.S., GHAN, S.J., EPSTEIN, D.J. & VAIL, L.W. [1996]. “Application of a subgrid orographic precipitation/surface hydrology scheme to a mountain watershed”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. Vol. 101. no. D8, p. 12803–12817 (p. 92).
- L’HÔTE, Y., CHEVALLIER, P., COUDRAIN, A., LEJEUNE, Y. & ETCHEVERS, P. [2005]. “Relationship between precipitation phase and air temperature : comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps/Relation entre phase de précipitation et température de l’air : comparaison entre les Andes Boliviennes et les Alpes Suisses”. *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 50. no. 6 (p. 194).
- LI, L., GOCHIS, D.J., SOBOLOWSKI, S. & MESQUITA, M.D.S. [2017]. “Evaluating the present annual water budget of a Himalayan headwater river basin using a high-resolution atmosphere-hydrology model”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. Vol. 122. no. 9, p. 4786–4807 (p. 146).
- LIU, X., CHEN, B. et al. [2000]. “Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades”. *International journal of climatology*. Vol. 20. no. 14, p. 1729–1742 (p. 8).
- LOOMIS, S.R. [1970]. “Morphology and structure of an ice-cored medial moraine, Kaskawulsh Glacier, Yukon.” *Studies of Morphology and Stream Action on Ablating Ice*. P. 1–56 (p. 34).
- LUTZ, A.F., IMMERZEEL, W.W., GOBIET, A., PELLICCIOTTI, F. & BIERKENS, M.F.P. [2013]. “Comparison of climate change signals in CMIP3 and CMIP5 multi-model ensembles and implications for Central Asian glaciers”. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 17. no. 9, p. 3661–3677 (p. 69).
- LUTZ, A.F., IMMERZEEL, W.W., SHRESTHA, A.B. & BIERKENS, M.F.P. [2014]. “Consistent increase in High Asia’s runoff due to increasing glacier melt and precipitation”. *Nature Climate Change*. Vol. 4. no. 7, p. 587–592 (p. 15, 37, 39, 40, 87).
- MALLA, G. [2009]. “Climate change and its impact on Nepalese agriculture”. *Journal of agriculture and environment*. Vol. 9, p. 62–71 (p. 27).
- MARZEION, B., JAROSCH, A.H. & HOFER, M. [2012]. “Past and future sea-level change from the surface mass balance of glaciers”. *The Cryosphere*. Vol. 6. no. 6, p. 1295 (p. 10, 14).
- MATTSON, L.E. [1993]. “Ablation on debris covered glaciers : an example from the Rakhiot Glacier, Punjab, Himalaya.” *Intern. Assoc. Hydrol. Sci.*. Vol. 218, p. 289–296 (p. 34, 35).
- MAURYA, A.S., SHAH, M., DESHPANDE, R.D., BHARDWAJ, R.M., PRASAD, A. & GUPTA, S.K. [2011]. “Hydrograph separation and precipitation source identification using stable water isotopes and conductivity : River Ganga at Himalayan foothills”. *Hydrological Processes*. Vol. 25. no. 10, p. 1521–1530 (p. 28).

- MAUSSION, F., SCHERER, D., MÖLG, T., COLLIER, E., CURIO, J. & FINKELNBURG, R. [2014]. “Precipitation seasonality and variability over the Tibetan Plateau as resolved by the High Asia Reanalysis\*<sup>”</sup>. *Journal of Climate*. Vol. 27. no. 5, p. 1910–1927 (p. 68, 125, 127, 128).
- MCDOWELL, G., FORD, J.D., LEHNER, B., BERRANG-FORD, L. & SHERPA, A. [2013]. “Climate-related hydrological change and human vulnerability in remote mountain regions : a case study from Khumbu, Nepal”. *Regional Environmental Change*. Vol. 13. no. 2, p. 299–310 (p. 22, 25, 26, 87, 124).
- MÉNÉGOZ, M., GALLÉE, H. & JACOBI, H.W. [2013]. “Precipitation and snow cover in the Himalaya : from reanalysis to regional climate simulations”. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 17. no. 10, p. 3921–3936 (p. 6, 7, 68, 125, 146).
- MEYER, P.D., ROCKHOLD, M.L. & GEE, G.W. [1997]. “Uncertainty analyses of infiltration and subsurface flow and transport for SDMP sites”. Rap. tech. Nuclear Regulatory Commission. Pacific Northwest National Laboratoty, Richland, WA (United States) (p. 195).
- MILES, E.S., PELLICCIOTTI, F., WILLIS, I.C., STEINER, J.F., BURI, P. & ARNOLD, N.S. [2016]. “Refined energy-balance modelling of a supraglacial pond, Langtang Khola, Nepal”. *Annals of Glaciology*. Vol. 57. no. 71, p. 29–40 (p. 12).
- MIMEAU, L., ESTEVES, M., ZIN, I., JACOBI, H.W., BRUN, F., WAGNON, P. & ARNAUD, Y. [2018]. “Quantification of different flow components in a high-altitude glacierized catchment (Dudh Koshi, Nepalese Himalaya)”. *Submitted in Hydrology and Earth System Sciences*. (p. 126, 129, 130, 141).
- MOREL-SEYTOUX, H. J & NIMMO, J.R. [1999]. “Soil water retention and maximum capillary drive from saturation to oven dryness”. *Water resources research*. Vol. 35. no. 7, p. 2031–2041 (p. 195).
- MORTON, J.F. [2007]. “The impact of climate change on smallholder and subsistence agriculture”. *Proceedings of the national academy of sciences*. Vol. 104. no. 50, p. 19680–19685 (p. 27).
- MOSS, R.H., EDMONDS, J.A., HIBBARD, K.A., MANNING, M.R., ROSE, S.K., VAN VUUREN, D.P., CARTER, T.R., EMORI, S., KAINUMA, M., KRAM, T. et al. [2010]. “The next generation of scenarios for climate change research and assessment”. *Nature*. Vol. 463. no. 7282, p. 747–756 (p. 9).
- MOTT, R., SCHIRMER, M., BAVAY, M., GRÜNEWALD, T. & LEHNING, M. [2010]. “Understanding snow-transport processes shaping the mountain snow-cover”. *The Cryosphere*. Vol. 4. no. 4, p. 545 (p. 32).
- MOURRE, L. [2015]. “Précipitations dans les Andes tropicales : analyse spatio-temporelle, inter-comparaison de forçages et impacts dans un modèle glacio-hydrologique.” Thèse de doct. Université Grenoble Alpes (p. 58).
- NAKAWO, M. & YOUNG, G.J. [1981]. “Field experiments to determine the effect of a debris layer on ablation of glacier ice”. *Annals of Glaciology*. Vol. 2. no. 1, p. 85–91 (p. 11).
- NASH, J.E. & SUTCLIFFE, J.V. [1970]. “River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles”. *Journal of hydrology*. Vol. 10. no. 3, p. 282–290 (p. 79, 97, 130).
- NAZ, B.S., FRANS, C.D., CLARKE, G.K.C., BURNS, P. & LETTENMAIER, D.P. [2014]. “Modeling the effect of glacier recession on streamflow response using a coupled glacio-hydrological model”. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 18. no. 2, p. 787–802 (p. 53, 55, 57, 58, 92, 94, 95, 129).
- NCVST [2009]. “Vulnerability through the eyes of the vulnerable : climate change induced uncertainties and Nepal’s development predicaments”. *Nepal Climate Vulnerability Study Team, Kathmandu*. (p. 16).
- NEA [2011]. “A Year in Review, Fiscal 2009/ 2010”. Rap. tech. National National Electricity Authority (NEA), Kathmandu, Nepal (p. 18).
- NEPAL, S. [2016]. “Impacts of climate change on the hydrological regime of the Koshi river basin in the Himalayan region”. *Journal of Hydro-environment Research*. Vol. 10, p. 76–89 (p. 87).
- NEPAL, S., KRAUSE, P., FLÜGEL, W.A., FINK, M. & FISCHER, C. [2014]. “Understanding the hydrological system dynamics of a glaciated alpine catchment in the Himalayan region using the J2000 hydrological model”. *Hydrological Processes*. Vol. 28. no. 3, p. 1329–1344 (p. 28, 30, 37, 40, 87, 88, 95, 96).
- NICHOLSON, L. & BENN, D.I. [2006]. “Calculating ice melt beneath a debris layer using meteorological data”. *Journal of Glaciology*. Vol. 52. no. 178, p. 463–470 (p. 11).

- NIJSSSEN, B., HADDELAND, I. & LETTENMAIER, D.P. [1997]. “Point evaluation of a surface hydrology model for BOREAS”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. Vol. 102. no. D24, p. 29367–29378 (p. 92).
- NIU, G.Y., YANG, Z.L., DICKINSON, R.E. & GULDEN, L.E. [2005]. “A simple TOPMODEL-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. Vol. 110. no. D21 (p. 195).
- NORRIS, J., CARVALHO, L.M.V., JONES, C., CANNON, F., BOOKHAGEN, B., PALAZZI, E. & TAHIR, A.A. [2016]. “The spatiotemporal variability of precipitation over the Himalaya : evaluation of one-year WRF model simulation”. *Climate Dynamics*. P. 1–26 (p. 50).
- NUIMURA, T., SAKAI, A., TANIGUCHI, K., NAGAI, H., LAMSAL, D., TSUTAKI, S., KOZAWA, A., HOSHINA, Y., TAKENAKA, S., OMIYA, S. et al. [2015]. “The GAMDAM glacier inventory : a quality-controlled inventory of Asian glaciers”. *The Cryosphere*. Vol. 9. no. 3, p. 849 (p. 11, 62, 79, 91, 99, 101, 140, 141).
- ØSTREM, G. [1959]. “Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges”. *Geografiska Annaler*. Vol. 41. no. 4, p. 228–230 (p. 11, 34, 87).
- PALAZZI, E., HARDENBERG, J.V. & PROVENZALE, A. [2013]. “Precipitation in the Hindu-Kush Karakoram Himalaya : Observations and future scenarios”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. Vol. 118. no. 1, p. 85–100 (p. 7, 8, 10, 111, 125).
- PALAZZOLI, I., MASKEY, S., UHLENBROOK, S., NANA, E. & BOCCHIOLA, D. [2015]. “Impact of prospective climate change on water resources and crop yields in the Indrawati basin, Nepal”. *Agricultural Systems*. Vol. 133, p. 143–157 (p. 17).
- PATHAK, M. [2010]. “Climate change : uncertainty for hydropower development in Nepal”. *Hydro Nepal : Journal of Water, Energy and Environment*. Vol. 6, p. 31–34 (p. 18).
- PAUL, F., KÄÄB, A., ROTT, H., SHEPHERD, A., STROZZI, T., VOLDEN, E. et al. [2009]. “GlobGlacier : a new ESA project to map the world’s glaciers and ice caps from space”. *EARSeL eProceedings*. Vol. 8. no. 1, p. 11–25 (p. 88).
- PAUL, F., BARRAND, N.E., BAUMANN, S., BERTHIER, E., BOLCH, T., CASEY, K., FREY, H., JOSHI, S.P., KONOVALOV, V., BRIS, R.L. et al. [2013]. “On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data”. *Annals of Glaciology*. Vol. 54. no. 63, p. 171–182 (p. 88).
- PELLICCIOTTI, F., BUERGI, C., IMMERZEEL, W.W., KONZ, M. & SHRESTHA, A.B. [2012]. “Challenges and uncertainties in hydrological modeling of remote Hindu Kush–Karakoram–Himalayan (HKH) basins : suggestions for calibration strategies”. *Mountain Research and Development*. Vol. 32. no. 1, p. 39–50 (p. 28).
- PFEFFER, W.T., ARENDT, A.A., BLISS, A., BOLCH, T., COGLEY, J.G., GARDNER, A.S., HAGEN, J.O., HOCK, R., KASER, G., KIENHOLZ, C. et al. [2014]. “The Randolph Glacier Inventory : a globally complete inventory of glaciers”. *Journal of Glaciology*. Vol. 60. no. 221, p. 537–552 (p. 11, 88).
- PRASCH, M., MAUSER, W. & WEBER, M. [2013]. “Quantifying present and future glacier melt-water contribution to runoff in a central Himalayan river basin”. *The Cryosphere*. Vol. 7. no. 3, p. 889 (p. 28).
- PRITCHARD, H.D. [2017]. “Asia’s glaciers are a regionally important buffer against drought”. *Nature*. Vol. 545. no. 7653, p. 169–174 (p. 87, 124).
- PUSCHIASIS, O. [2015]. “Des enjeux planétaires aux perceptions locales du changement climatique : pratiques et discours au fil de l’eau chez les Sherpa de la vallée du Khumbu (Everest, Népal)”. Thèse de doct. Université Paris Ouest Nanterre La Défense (p. 6, 22, 24–26).
- QUINCEY, D.J., RICHARDSON, S.D., LUCKMAN, A., LUCAS, R.M., REYNOLDS, J.M., HAMBREY, M.J. & GLASSER, N.F. [2007]. “Early recognition of glacial lake hazards in the Himalaya using remote sensing datasets”. *Global and Planetary Change*. Vol. 56. no. 1–2, p. 137–152 (p. 36).
- RACOVITEANU, A.E., ARMSTRONG, R. & WILLIAMS, M.W. [2013]. “Evaluation of an ice ablation model to estimate the contribution of melting glacier ice to annual discharge in the Nepal Himalaya”. *Water Resources Research*. Vol. 49. no. 9, p. 5117–5133 (p. 28, 39, 40, 47, 62, 87–89, 91, 96, 107, 109, 112, 129, 156–158, 162).

- RADIĆ, V. & HOCK, R. [2014]. “Glaciers in the Earth’s hydrological cycle : assessments of glacier mass and runoff changes on global and regional scales”. *Surveys in geophysics*. Vol. 35. no. 3, p. 813–837 (p. 39, 88).
- RADIĆ, V., BLISS, A., BEEDLOW, A.C., HOCK, R., MILES, E. & COGLEY, J.G. [2014]. “Regional and global projections of twenty-first century glacier mass changes in response to climate scenarios from global climate models”. *Climate Dynamics*. Vol. 42. no. 1-2, p. 37–58 (p. 14).
- RAGETTLI, S., PELLICCIOTTI, F., IMMERZEEL, W.W., MILES, E.S., PETERSEN, L., HEYNEN, M., SHEA, J.M., STUMM, D., JOSHI, S. & SHRESTHA, A. [2015]. “Unraveling the hydrology of a Himalayan catchment through integration of high resolution in situ data and remote sensing with an advanced simulation model”. *Advances in Water Resources*. Vol. 78, p. 94–111 (p. 37, 39, 40, 87, 95, 107, 110, 112).
- RAJBHANDARI, R., SHRESTHA, A.B., KULKARNI, A., PATWARDHAN, S.K. & BAJRACHARYA, S.R. [2015]. “Projected changes in climate over the Indus river basin using a high resolution regional climate model (PRECIS)”. *Climate Dynamics*. Vol. 44. no. 1-2, p. 339–357 (p. 6).
- RAJBHANDARI, R., SHRESTHA, A.B., NEPAL, S. & WAHID, S. [2016]. “Projection of future climate over the Koshi River basin based on CMIP5 GCMs”. *Atmospheric and Climate Sciences*. Vol. 6. no. 02, p. 190 (p. 69).
- RAWLS, W.J., BRAKENSIEK, D.L. & SAXTONN, K.E. [1982]. “Estimation of soil water properties”. *Transactions of the ASAE*. Vol. 25. no. 5, p. 1316–1320 (p. 195).
- REES, H.G. & COLLINS, D.N. [2006]. “Regional differences in response of flow in glacier-fed Himalayan rivers to climatic warming”. *Hydrological processes*. Vol. 20. no. 10, p. 2157–2169 (p. 28, 87).
- REGMI, H.R. [2007]. “Effect of unusual weather on cereal crop production and household food security”. *Journal of Agriculture and Environment*. Vol. 8, p. 20–29 (p. 27).
- REID, T.D. & BROCK, B.W. [2010]. “An energy-balance model for debris-covered glaciers including heat conduction through the debris layer”. *Journal of Glaciology*. Vol. 56. no. 199, p. 903–916 (p. 39, 167).
- RICHARDSON, S.D. & REYNOLDS, J.M. [2000]. “An overview of glacial hazards in the Himalayas”. *Quaternary International*. Vol. 65, p. 31–47 (p. 16).
- RIENECKER, M.M., SUAREZ, M.J., GELARO, R., TODLING, R., BACMEISTER, J., LIU, E., BOSILOVICH, M.G., SCHUBERT, S.D., TAKACS, L., KIM, G.K. et al. [2011]. “MERRA : NASA’s modern-era retrospective analysis for research and applications”. *Journal of climate*. Vol. 24. no. 14, p. 3624–3648 (p. 69, 125).
- ROBSON, B.A., NUTH, C., DAHL, S.O., HÖBLING, D., STROZZI, T. & NIELSEN, P.R. [2015]. “Automated classification of debris-covered glaciers combining optical, SAR and topographic data in an object-based environment”. *Remote Sensing of Environment*. Vol. 170, p. 372–387 (p. 88).
- ROWAN, A.V., EGHOLM, D.L., QUINCEY, D.J. & GLASSER, N.F. [2015]. “Modelling the feedbacks between mass balance, ice flow and debris transport to predict the response to climate change of debris-covered glaciers in the Himalaya”. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 430, p. 427–438 (p. 14, 87).
- SAINT Sulpice, C. [2017]. “Modélisation hydrologique distribuée d’un bassin versant englacé au Népal : la Dudh Koshi (Mémoire de stage Master 1).” Rap. tech. Université Grenoble Alpes (p. 158, 200).
- SAKAI, A., CHIKITA, K. & YAMADA, T. [2000]. “Expansion of a moraine-dammed glacial lake, Tsho Rolpa, in Rolwaling Himal, Nepal Himalaya”. *Limnology and oceanography*. Vol. 45. no. 6, p. 1401–1408 (p. 16).
- SALERNO, F., GUYENNON, N., THAKURI, S., VIVIANO, G., ROMANO, E., VUILLERMOZ, E., CRISTOFANELLI, P., STOCCHI, P., AGRILLO, G., MA, Y. et al. [2015]. “Weak precipitation, warm winters and springs impact glaciers of south slopes of Mt. Everest (central Himalaya) in the last 2 decades (1994–2013)”. *The Cryosphere*. Vol. 9. no. 3, p. 1229–1247 (p. 50, 125, 126, 130, 131, 134).
- SAVÉAN, M. [2014]. “Modélisation hydrologique distribuée et perception de la variabilité hydro-climatique par la population du bassin versant de la Dudh Koshi (Népal)”. Thèse de doct. Université de Montpellier 2 (p. 5, 37, 39, 40).
- SAVÉAN, M., DELCLAUX, F., CHEVALLIER, P., WAGNON, P., GONGA-SAHOLIARILIVA, N., SHARMA, R., NEPEL, L. & ARNAUD, Y. [2015]. “Water budget on the Dudh Koshi River (Nepal) : uncertainties on precipitation”. *Journal of Hydrology*. Vol. 531, p. 850–862 (p. 87, 88, 95, 126, 131).



- SCALLY, F.A. de & GARDNER, J.S. [1988]. “The hydrological importance of avalanche snow, Kaghan Valley, Himalayan mountains, Pakistan”. *Proceedings of the International Snow Science Workshop*. P. 277–283 (p. 32).
- SCHAUWECKER, S., ROHRER, M., HUGGEL, C., KULKARNI, A., RAMANATHAN, A.L., SALZMANN, N., STOFFEL, M. & BROCK, B. [2015]. “Remotely sensed debris thickness mapping of Bara Shigri glacier, Indian Himalaya”. *Journal of Glaciology*. Vol. 61. no. 228, p. 675–688 (p. 35).
- SCHERLER, D., BOOKHAGEN, B. & STRECKER, Manfred R. [2011]. “Spatially variable response of Himalayan glaciers to climate change affected by debris cover”. *Nature geoscience*. Vol. 4. no. 3, p. 156–159 (p. 12, 124).
- SHEA, J.M., IMMERZEEL, W.W., WAGNON, P., VINCENT, C. & BAJRACHARYA, S. [2015]. “Modelling glacier change in the Everest region, Nepal Himalaya”. *The Cryosphere*. Vol. 9. no. 3, p. 1105–1128 (p. 14, 69, 96, 129).
- SHERPA, L.N. & BAJRACHARYA, B. [2009]. “View of a high place : natural and cultural landscape of Sagarmatha National Park”. *International Centre for Integrated Mountain Development* (p. 22).
- SHERPA, P. [2014]. “Climate change, perceptions, and social heterogeneity in Pharak, Mount Everest region of Nepal”. *Human Organization*. Vol. 73. no. 2, p. 153–161 (p. 25, 26).
- SHERPA, S.F., WAGNON, P., BRUN, F., BERTHIER, E., VINCENT, C., LEJEUNE, Y., ARNAUD, Y., KAYASTHA, R.B. & SINISALO, A. [2017]. “Contrasted surface mass balances of debris-free glaciers observed between the southern and the inner parts of the Everest region (2007-15)”. *Journal of Glaciology*. P. 1–15 (p. 49, 51, 52, 78, 79, 89–91, 98).
- SHIYIN, L., YONG, Z., YINGSONG, Z. & YONGJIAN, D. [2009]. “Estimation of glacier runoff and future trends in the Yangtze River source region, China”. *Journal of Glaciology*. Vol. 55. no. 190, p. 353–362 (p. 28).
- SHRESTHA, A.B. [2009]. “Climate change in the Hindu Kush-Himalayas and its impacts on water and hazards”. *APMN (Asia Pacific Mountain Network) Bulletin*. Vol. 9, p. 1–5 (p. 8).
- SHRESTHA, A.B. & ARYAL, R. [2011]. “Climate change in Nepal and its impact on Himalayan glaciers”. *Regional Environmental Change*. Vol. 11. no. 1, p. 65–77 (p. 8, 9, 15, 16, 124).
- SHRESTHA, A.B., WAKE, C.P., DIBB, J.E., MAYEWSKI, P.A. et al. [2000]. “Precipitation fluctuations in the Nepal Himalaya and its vicinity and relationship with some large scale climatological parameters”. *International Journal of Climatology*. Vol. 20. no. 3, p. 317–327 (p. 8, 89, 126).
- SHUKLA, A., GUPTA, R.P. & ARORA, M.K. [2009]. “Estimation of debris cover and its temporal variation using optical satellite sensor data : a case study in Chenab basin, Himalaya”. *Journal of Glaciology*. Vol. 55. no. 191, p. 444–452 (p. 14, 87).
- SICART, J.E., RIBSTEIN, P., WAGNON, P. & BRUNSTEIN, D. [2001]. “Clear-sky albedo measurements on a sloping glacier surface : A case study in the Bolivian Andes”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. Vol. 106. no. D23, p. 31729–31737 (p. 32).
- SINGH, P. [2001]. “Snow and glacier hydrology”. Vol. 37. Springer Science & Business Media (p. 194).
- SINGH, P. & JAIN, S.K. [2002]. “Snow and glacier melt in the Satluj River at Bhakra Dam in the western Himalayan region”. *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 47. no. 1, p. 93–106 (p. 28).
- SINGH, P., JAIN, S.K. & KUMAR, N. [1997]. “Estimation of snow and glacier-melt contribution to the Chenab River, Western Himalaya”. *Mountain Research and Development*. P. 49–56 (p. 28).
- SINGH, S., KUMAR, R., BHARDWAJ, A., SAM, L., SHEKHAR, M., SINGH, A., KUMAR, R. & GUPTA, A. [2016]. “Changing climate and glacio-hydrology in Indian Himalayan Region : a review”. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*. Vol. 7. no. 3, p. 393–410 (p. 87, 124).
- SINGH, S.P., BASSIGNANA-KHADKA, I., KARKY, B.S., EKLABYA, S. et al. [2011]. “Climate change in the Hindu Kush-Himalayas : the state of current knowledge.” *International Centre for Integrated Mountain Development (ICIMOD)* (p. 6, 8, 27).

- SIRGUEY, P., MATHIEU, R. & ARNAUD, Y. [2009]. “Subpixel monitoring of the seasonal snow cover with MODIS at 250 m spatial resolution in the Southern Alps of New Zealand : Methodology and accuracy assessment”. *Remote Sensing of Environment*. Vol. 113. no. 1, p. 160–181 (p. 75, 90, 130).
- SMADJA, J. [2009]. “Geographic Units and Landscapes in Nepal. Local Terminologies” (p. 5).
- SMADJA, J., AUBRIOT, O., PUSCHIASIS, O., DUPLAN, T., GRIMALDI, J., HUGONNET, M. & BUCHHEIT, P. [2015]. “Changement climatique et ressource en eau en Himalaya. Enquêtes auprès de villageois dans quatre unités géographiques du bassin de la Koshi, Népal”. *Journal of Alpine Research | Revue de géographie alpine*. no. 103-2 (p. 22, 26).
- SONCINI, A., BOCCHIOLA, D., CONFORTOLA, G., MINORA, U., VUILLERMOZ, E., SALERNO, F., VIVIANO, G., SHRESTHA, D., SENESE, A., SMIRAGLIA, C. et al. [2016]. “Future hydrological regimes and glacier cover in the Everest region : The case study of the upper Dudh Koshi basin”. *Science of the Total Environment*. Vol. 565, p. 1084–1101 (p. 87, 95, 107, 164).
- STEVENS, S.F. [1993]. “Tourism, change, and continuity in the Mount Everest region, Nepal”. *Geographical Review*. P. 410–427 (p. 19).
- STORCK, P. [2000]. “Trees, snow and flooding : An investigation of forest canopy effects on snow accumulation and melt at the plot and watershed scales in the Pacific Northwest”. Rap. tech. Washington State University Department of Civil & Environmental Engineering (p. 53).
- SURENDRA, K.C., KHANAL, S.K., SHRESTHA, P. & LAMSAL, B. [2011]. “Current status of renewable energy in Nepal : Opportunities and challenges”. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. Vol. 15. no. 8, p. 4107–4117 (p. 17).
- THAKURI, S., SALERNO, F., SMIRAGLIA, C., BOLCH, T., D’AGATA, C., VIVIANO, G. & TARTARI, G. [2014]. “Tracing glacier changes since the 1960s on the south slope of Mt. Everest (central Southern Himalaya) using optical satellite imagery”. *The Cryosphere*. Vol. 8. no. 4, p. 1297–1315 (p. 47).
- THAYYEN, R.J. & GERGAN, J.T. [2010]. “Role of glaciers in watershed hydrology : a preliminary study of a “Himalayan catchment””. *The Cryosphere*. Vol. 4. no. 1, p. 115 (p. 7, 8, 28).
- UPPALA, S.M., KÅLLBERG, P.W., SIMMONS, A.J., ANDRAE, U., BECHTOLD, V., FIORINO, M., GIBSON, J.K., HASELER, J., HERNANDEZ, A., KELLY, G.A. et al. [2005]. “The ERA-40 re-analysis”. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*. Vol. 131. no. 612, p. 2961–3012 (p. 125).
- UROTHODY, A.A. & LARSEN, H. [2010]. “Measuring climate change vulnerability : a comparison of two indexes”. Vol. 9–16 (p. 27).
- VINCENT, C., WAGNON, P., SHEA, J.M., IMMERZEEL, W.W., KRAAIJENBRINK, P., SHRESTHA, D., SORUCO, A., ARNAUD, Y., BRUN, F., BERTHIER, E. & SHERPA, S.F. [2016]. “Reduced melt on debris-covered glaciers : investigations from Changri Nup Glacier, Nepal”. *The Cryosphere*. Vol. 10. no. 4, p. 1845 (p. 89, 96, 108, 194).
- VIVIROLI, D., DÜRR, H.H., MESSERLI, B., MEYBECK, M. & WEINGARTNER, R. [2007]. “Mountains of the world, water towers for humanity : Typology, mapping, and global significance”. *Water resources research*. Vol. 43. no. 7 (p. 87, 124).
- VUICHARD, D. & ZIMMERMANN, M. [1987]. “The 1985 catastrophic drainage of a moraine-dammed lake, Khumbu Himal, Nepal : cause and consequences”. *Mountain Research and Development*. P. 91–110 (p. 16).
- WAGNON, P., VINCENT, C., ARNAUD, Y., BERTHIER, E., VUILLERMOZ, E., GRUBER, S., MÉNÉGOZ, M., GILBERT, A., DUMONT, M., SHEA, J.M. et al. [2013]. “Seasonal and annual mass balances of Mera and Pokalde glaciers (Nepal Himalaya) since 2007”. *The Cryosphere*. Vol. 7. no. 6, p. 1769–1786 (p. 32, 49, 50, 89, 134).
- WANG, B. [2006]. “The asian monsoon”. Springer Science & Business Media (p. 6, 124).
- WATANABE, T., IVES, J.D. & HAMMOND, J.E. [1994]. “Rapid growth of a glacial lake in Khumbu Himal, Himalaya : prospects for a catastrophic flood”. *Mountain Research and Development*. P. 329–340 (p. 16).
- WEILER, M., SEIBERT, J. & STAHL, K. [2018]. “Magic components—why quantifying rain, snowmelt, and icemelt in river discharge is not easy”. *Hydrological Processes*. Vol. 32. no. 1, p. 160–166 (p. 94, 107).

- WESTRICK, K.J., STORCK, P. & MASS, C.F. [2002]. “Description and evaluation of a hydrometeorological forecast system for mountainous watersheds”. *Weather and Forecasting*. Vol. 17. no. 2, p. 250–262 (p. 92).
- WHITAKER, A., ALILA, Y., BECKERS, J. & TOEWS, D. [2003]. “Application of the distributed hydrology soil vegetation model to Redfish Creek, British Columbia : model evaluation using internal catchment data”. *Hydrological processes*. Vol. 17. no. 2, p. 199–224 (p. 53, 92).
- WIGMOSTA, M.S., VAIL, L.W. & LETTENMAIER, D.P. [1994]. “A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain”. *Water resources research*. Vol. 30. no. 6, p. 1665–1679 (p. 53, 57, 60, 62, 92, 96, 129, 196, 202).
- WOLFF, M.A., ISAKSEN, K., PETERSEN-ØVERLEIR, A., ØDEMARK, K., REITAN, T. & BRÆKKAN, R. [2015]. “Derivation of a new continuous adjustment function for correcting wind-induced loss of solid precipitation : results of a Norwegian field study”. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 19. no. 2, p. 951 (p. 7, 66, 111, 125, 127).
- WORTMANN, M., BOLCH, T., KRYSANOVA, V. & BUDA, S. [2016]. “Bridging glacier and river catchment scales : an efficient representation of glacier dynamics in a hydrological model”. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss..* Vol. 2016, p. 1–37. (p. 93).
- YATAGAI, A., KAMIGUCHI, K., ARAKAWA, O., HAMADA, A., YASUTOMI, N. & KITOH, A. [2012]. “APHRODITE : Constructing a long-term daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges”. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 93. no. 9, p. 1401–1415 (p. 69, 125).
- ZHANG, Y., LIU, S., XU, J. & SHANGGUAN, D. [2008]. “Glacier change and glacier runoff variation in the Tuotuo River basin, the source region of Yangtze River in western China”. *Environmental Geology*. Vol. 56. no. 1, p. 59–68 (p. 28).
- ZHAO, Q., LIU, Z., YE, B., QIN, Y., WEI, Z. & FANG, S. [2009]. “A snowmelt runoff forecasting model coupling WRF and DHSVM”. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 13. no. 10, p. 1897–1906 (p. 92).
- ZHU, Z. & WOODCOCK, C.E. [2012]. “Object-based cloud and cloud shadow detection in Landsat imagery”. *Remote Sensing of Environment*. Vol. 118, p. 83–94 (p. 77, 90).



---

# Annexes

---

## **A. Mission sur le terrain**

Cette annexe présente les activités menées lors de ma mission à Katmandou et dans la région du Khumbu au Népal du 28 février au 9 avril 2015. Le document ci-dessous est composé d'extraits des compte rendus de la mission co-rédigés avec Michel Esteves, Luc Neppel et Judith Eeckman.

Extrait des rapports de la mission au Népal  
du 28 février au 09 avril 2015 rédigés par  
**Michel Esteves, Luc Neppel, Judith Eeckman et Louise Mimeau**

### **Cadre de la mission**

Cette mission a été réalisée dans le cadre du projet ANR/CEP PRESHINE. La durée de la mission correspond à notre participation au congrès IGS (International Glaciological Society) 2015 qui a eu lieu à Katmandou, à un séjour prolongé sur le site de Kharikhola et à la réalisation de la tournée biannuelle de collecte des données d'observations hydrologiques sur l'ensemble des sites de mesure.

Cette mission s'est déroulée conjointement avec L. Neppel, J. Eeckman du laboratoire Hydrosciences de Montpellier et D. Koirala (NAST) pour la phase de terrain (11 mars au 3 avril 2015).

Durant notre séjour à Kharikhola étaient également présentes O. Aubriot, J. Smadja et M. Fort. Cette dernière nous a accompagné ensuite sur une partie de la tournée.

### **Objectifs de la mission**

Durant le séjour à Katmandou :

- Participation au congrès de l'IGS 2015
- Préparation de la mission de terrain
- Rencontre avec les partenaires et les institutions du Népal (NAST)

La mission de terrain s'articule autour de quatre objectifs :

- Mission conjointe sur le bassin de Kharikhola avec les collègues SHS du CEH pour partager nos expériences respectives et améliorer la coordination des Work Package 1 (Sciences sociales) et 2 (Hydrologie) du projet PRESHINE.
- Relever les données de l'ensemble des stations de mesure du projet PRESHINE
- Réaliser des mesures de débits aux stations hydrométriques
- Assurer la maintenance des sites d'observations : stations hydrométriques et abris météorologiques pour protéger les capteurs de mesure de la température de l'air

### **Bilan des activités de terrain**

- **Mission avec les collègues SHS sur le bassin de Kharikhola**

Du 13 au 17 mars nous avons travaillé avec nos collègues du CEH (J. Smadja, O. Aubriot) et M. Fort (géomorphologue de l'Université Paris-Diderot) sur le bassin de Kharikhola. En plus d'échanges scientifiques autour des thématiques développées dans le projet PRESHINE nous avons parcouru ensemble le bassin. Chaque site visité, a donné lieu à des discussions interdisciplinaires sur des questions liées à la ressource (5 sources) et aux usages actuels de l'eau (3 moulins traditionnels, 2 centrales hydroélectriques).

Un site pour l'installation d'une nouvelle station hydrométrique a été identifié en aval de la nouvelle centrale hydroélectrique.

- **Relevé des données et maintenance des stations de mesures**

Pluviomètres : récupération des données du réseau du bassin de Khari Khola, de Phakding, Pangboche, et Dingboche.

Stations hydrométriques : collecte des données des capteurs et des observateurs et maintenance des stations de Kharikhola, Phakding, Tauche (stations amont et aval), Pheriche et Dingboche.



Figure 1 : Nouvelle échelle de crue à Pheriche et fixation du capteur de pression (Photo : L.Neppel)

Planches à neige : récupération des photographies et des sachets contenant les échantillons de neige récoltés par les observateurs, et pesée des échantillons à Pangom et Khunde. Installation d'une nouvelle planche à neige à Dingboche. Formation du personnel de la Pyramide à l'utilisation de la planche à neige.



Figure 2 : Planche à neige de Pangom et échantillonneur des précipitations pour analyse isotopique (Photo : L.Neppel).

- **Réalisation de mesures de débits**

Au cours de notre mission nous avons réalisés, 20 jaugeages au total. Deux par la méthode des flotteurs et 18 par la méthode de dilution avec deux traceurs (fluorescéine, sel). La synthèse des mesures est fournie dans le tableau suivant :



Date	Heure déb. hh:mm	Heure fin hh:mm	Site	Hauteur échelle (m)	Méthode	Quantité	Débit provisoire (m3/s)
15/03/2015	12:00	12:15	Moulin Kharikhola	--	Flotteurs	--	0.089
16/03/2015			CE amont	--	Flotteurs	--	0.120
16/03/2015	16:30	17:00	Kharikhola	0.28	Fluo	1	0.209
16/03/2015	17:07	17:37	Kharikhola	0.28	Fluo	1	0.237
17/03/2015	09:17	10:23	Kharikhola	0.28	Fluo	1	0.200
17/03/2015	10:31	11:15	Kharikhola	0.28	Fluo	1	0.270
17/03/2015	16:37	16:53	Kharikhola aval	--	Fluo	1	0.230
20/03/2015	16:00	17:00	Phakding	0.38	Fluo	50	10.200
21/03/2015	08:53	09:53	Phakding	0.315	Fluo	50	9.880
24/03/2015	09:19	09:37	Tauche aval	0.215	Sel	50	0.014
24/03/2015	09:45	10:05	Tauche aval	0.215	Sel	50	0.014
24/03/2015	10:13	10:33	Tauche aval	0.215	Sel	50	0.014
25/03/2015	11:30	12:24	Pheriche	0.19	Fluo	5	0.928
25/03/2015	16:00	16:20	Dingboche	-0.11	Fluo	5	1.020
27/03/2015	09:05	09:35	Dingboche	-0.14	Fluo	5	0.973
27/03/2015	11:30	12:50	Pheriche	0.18	Fluo	5	0.837
27/03/2015	12:33	13:17	Tukla	--	Sel	500	0.074
27/03/2015	13:22	14:11	Tukla	--	Sel	1000	0.079
01/04/2015	10:13	10:32	Tauche aval	0.23	Sel	50	0.018
01/04/2015	10:37	10:56	Tauche aval	0.235	Sel	50	0.019

## B. Reconstruction des données météorologiques in-situ

### Pyramide (5035 m)

Température		% lacunes			18.3
Priorité	Station	a	b	r2	%
1	Kalapathar	0.95	3.16	0.91	17.3
2	Changri	0.76	0.70	0.89	79.7
3	Pheriche	0.75	-3.01	0.83	3.0

Shortwave		% lacunes			33.1
Priorité	Station	a	b	r2	%
1	Kalapathar	0.89	12.42	0.87	9.4
2	Changri	0.91	19.66	0.81	83.1
3	Pheriche	0.86	34.23	0.75	7.5

Longwave		% lacunes			60.1
Priorité	Station	a	b	r2	%
1	Changri	0.94	10.52	0.73	83.4

Vitesse du vent		% lacunes		18.2
Priorité	Station	r2	%	
1	Pheriche	0.42	56.1	
2	Namche	0.29	34.6	
3	Kalapathar	0.25	0.7	
4	Lukla	0.21	1.1	
5	Changri	0.07	7.5	

Humidité relative		% lacunes		18.2
Priorité	Station	r2	%	
1	Kalapathar	0.80	17.1	
2	Changri	0.79	79.8	
3	Pheriche	0.64	3.0	

PR pluvio		% lacunes		13.8
Priorité	Station	%		
1	Pheriche	45.34		
2	Pangboche	54.66		

FIGURE B.1 – Pourcentages des lacunes des variables mesurées à la station de la Pyramide et stations utilisées en priorité pour compléter les données. Les coefficients a et b désignent les coefficients de la relation linéaire entre les stations (cf Chapitre II Eq. II.7)

**Pheriche (4260 m)**

<b>Température</b>		<b>% lacunes</b>			<b>36.6</b>
Priorité	Station	a	b	r2	%
1	Dingboche	1.02	-1.04	0.90	32.7
2	Pangboche	0.87	-3.64	0.86	61.0
3	Changri	0.91	4.36	0.85	6.3
4	Namche	1.12	-5.05	0.82	0.0

<b>Shortwave</b>		<b>% lacunes</b>			<b>36.1</b>
Priorité	Station	a	b	r2	%
1	Kalapathar	0.91	9.44	0.82	12.7
2	Changri	0.94	10.58	0.81	85.7
3	Pyramide	0.88	25.56	0.75	1.6

<b>Vitesse du vent</b>		<b>% lacunes</b>		<b>35.0</b>
Priorité	Station	r2	%	
1	Namche	0.45	76.6	
2	Pyramide	0.42	18.6	
3	Lukla	0.32	0.7	
4	Kalapathar	0.23	0.2	
5	Changri	0.01	3.9	

<b>Humidité relative</b>		<b>% lacunes</b>		<b>36.1</b>
Priorité	Station	r2	%	
1	Pyramide	0.64	77.8	
2	Changri	0.60	21.7	
3	Kalapathar	0.54	0.4	

<b>PR pluvio</b>		<b>% lacunes</b>		<b>34.1</b>
Priorité	Station	%		
1	Pyramide	81.66		
2	Pangboche	18.34		

FIGURE B.2 – Même légende que la Figure B.1 pour la station de Pheriche.

**Pangboche (3950 m)**

<b>Température</b>		<b>% lacunes</b>			<b>2.4</b>
Priorité	Station	a	b	r2	%
1	Pheriche	0.998	4.349	0.86	2.3
2	Lukla	1.069	-5.850	0.83	3.2
3	Changri	0.911	8.854	0.76	94.5

FIGURE B.3 – Même légende que la Figure B.1 pour la station de Pangboche.

**Namche (3570 m)**

<b>Température</b>		<b>% lacunes</b>			<b>27.5</b>
Priorité	Station	a	b	r2	%
1	Dingboche	0.80	3.78	0.84	8.0
2	Pheriche	0.74	4.62	0.82	66.1
3	Changri	0.69	7.85	0.79	25.7
4	Kalapathar	0.82	9.83	0.78	0.3

<b>Shortwave</b>		<b>% lacunes</b>			<b>33.4</b>
Priorité	Station	a	b	r2	%
1	Kalapathar	0.80	12.12	0.80	10.4
2	Changri	0.82	14.14	0.76	77.1
3	Pyramide	0.77	22.26	0.73	5.8
4	Lukla	0.94	45.18	0.72	0.0
5	Pheriche	0.75	28.31	0.72	6.6

<b>Vitesse du vent</b>		<b>% lacunes</b>		<b>27.0</b>
Priorité	Station	r2	%	
1	Pheriche	0.45	71.4	
2	Lukla	0.33	0.2	
3	Pyramide	0.29	23.1	
4	Kalapathar	0.23	0.2	
5	Changri	0.01	5.1	

<b>Humidité relative</b>		<b>% lacunes</b>		<b>28.4</b>
Priorité	Station	r2	%	
1	Pheriche	0.51	69.3	
2	Lukla	0.49	2.7	
3	Kalapathar	0.45	0.0	
4	Changri	0.40	28.0	

FIGURE B.4 – Même légende que la Figure B.1 pour la station de Namche.

**Phakding (2619 m)**

<b>Température</b>		<b>% lacunes</b>			<b>7.1</b>
Priorité	Station	a	b	r2	%
1	Lukla	0.81	-0.65	0.75	36.8
2	Pheriche	0.79	7.28	0.70	15.8
3	Pangboche	0.65	4.39	0.63	15.8
4	Changri	0.65	10.64	0.58	31.6

FIGURE B.5 – Même légende que la Figure B.1 pour la station de Phakding.

## C. Paramètres utilisés dans DHSVM-GDM

### C.1. Options du modèle

Format	BIN
Extent	BASIN
Gradient	TOPOGRAPHY
Flow routing	NETWORK
Sensible Heat Flux	FALSE
Sediment	FALSE
Overland routing	KINEMATIC
Interpolation	INVDIST
MM5	FALSE
QPF	FALSE
PRISM	FALSE
Capony radiation attenuation	FIXED
Shading	TRUE
Snotel	FALSE
Outside	TRUE
Rhoverride	TRUE
Precipitation Source	STATION (Geonor, Pluvio) ou RADAR (HAR, TRMM, CHIRPS)
Wind Source	STATION
Temperature lapse rate	VARIABLE
Precipitation lapse rate	VARIABLE
Infiltration	STATIC
GLACIER	GLSTATIC ou GLDYNAMIC (climat futur)
Water Quality	FALSE
Stream Temperature	FALSE
Canopy Shading	FALSE

Tableau C.1 – Options du modèle DHSVM-GDM utilisées pour les simulations.

## C.2. Constantes

Name	Unit	Value(s)	Reference
Ground Roughness	m	0.04	BRUTSAERT [2005]
Reference Height	m	2	-
LAI Multiplier for rain interception	-	0.0005	BRUTSAERT [2005]
LAI Mulitplier for snow interception	-	0.00005	ANDREADIS et al. [2009]
Tree Height	m	2	-
Vegetation Density	-	0.25	-
Distance from bank to canopy	m	2	-
<b>Snow</b>			
Snow Roughness	m	0.001	BROCK et al. [2006]
Rain Threshold	°C	0	L'HÔTE et al. [2005]
Snow Threshold	°C	2	L'HÔTE et al. [2005]
Snow Water Capacity	-	0.05	SINGH [2001]
Minimum Intercepted snow	m	0.005	-
Maximum Snow Albedo	-	0.85	MODImLab
<b>Glaciers</b>			
Glacier Albedo	-	0.3	MODImLab
Melt coefficient for debris-covered glacier	-	0.4	VINCENT et al. [2016]

Tableau C.2 – Paramètres globaux utilisés pour les simulations avec DHSVM-GDM.

### C.3. Paramètres de sol

Name	Unit	Value(s)	Reference
Soil type	-	Regosol	
Lateral Conductivity	m/s	0.0053	CLAPP & HORNBERGER [1978]
Exponential Decrease	-	2	NIU et al. [2005]
Depth Threshold	m	10	-
Capillary Drive	-	0.0756	MOREL-SEYTOUX & NIMMO [1999]
Maximum Infiltration	m/s	6.94E-06	FAO
Surface Albedo	-	0.35	ModimLab
Number of Soil Layers	-	3	-
Porosity	-	0.6	calibrated
Pore Size Distribution	-	0.43	RAWLS et al. [1982]
Bubbling Pressure	-	0.302	RAWLS et al. [1982]
Field Capacity	-	0.31	MEYER et al. [1997]
Wilting Point	-	0.23	MEYER et al. [1997]
Vertical Conductivity	m/s	5.30E-05	CLAPP & HORNBERGER [1978]
Thermal Conductivity layer 1	W/m.°C	7.114	BURNS [2012]
Thermal Conductivity layer 2 et 3	W/m.°C	6.923	BURNS [2012]
Thermal Capacity	J/m3.°C	1.40E+06	BURNS [2012]

Tableau C.3 – Paramètres de sol utilisés pour les simulations avec DHSVM-GDM. Sous les glaciers, les valeurs des conductivités verticales et latérales ont été ajustées à 0.0003 m/s et la valeur de la porosité à 0.8.

## C.4. Paramètres de végétation

Name	Unit	Value(s)				Reference
Vegetation type	-	Shrubland	Grassland	Agriculture	Bare	
Overstory Present	-	FALSE	FALSE	FALSE	FALSE	-
Understory Present	-	TRUE	TRUE	TRUE	TRUE	-
Impervious Fraction	-	0	0	0	0	-
Height	m	1	0.3	1	0.15	-
Maximum Resistance	s/m	600	600	600	600	WIGMOSTA et al. [1994]
Minimum Resistance	s/m	200	200	120	120	WIGMOSTA et al. [1994]
Moisture Threshold	-	0.6	0.6	0.33	0.8	calibrated
Vapor Pressure Deficit	Pa	2880	2880	4000	2000	WIGMOSTA et al. [1994]
Rpc	-	10	10	10	10	DICKINSON et al. [1991]
Number of Root Zones	-	3	3	3	3	-
Root Zone Depths 1	m	0.06	0.1	0.06	0.045	-
Root Zone Depths 2	m	0.13	0.05	0.13	0.025	-
Root Zone Depths 3	m	0.2	0.05	0.2	0.025	-
Understory Root Fraction 1	-	0.4	0.4	0.4	0.4	-
Understory Root Fraction 2	-	0.6	0.6	0.6	0.6	-
Understory Root Fraction 3	-	0	0	0	0	-
Understory Monthly LAI	-	5.0 5.0 5.0	0.8 0.9 1.0	3.0 3.0 3.0	1.0 1.0 1.0	WIGMOSTA et al. [1994]
		5.0 5.0 5.0	1.1 1.8 3.7	3.0 3.0 3.0	1.0 1.0 1.0	
		5.0 5.0 5.0	4.8 4.2 2.0	3.0 3.0 3.0	1.0 1.0 1.0	
		5.0 5.0 5.0	1.2 1.0 0.9	3.0 3.0 3.0	1.0 1.0 1.0	
Understory Albedo	-	0.2	0.1	0.2	0.2	WIGMOSTA et al. [1994]

Tableau C.4 – Paramètres de végétation utilisés pour les simulations avec DHSVM-GDM.



## D. Méthode de calcul des composantes hydrologiques par zones contributives

Cette section détaille la méthode de calcul des contributions aux écoulements par zones contributives (définition 2) à partir des variables simulées par le modèle DHSVM-GDM (Figure D.6).

On considère cinq types de contributions :

- contribution directe des zones englacées  $Gl_{direct}$ ,
- contribution retardée des zones englacées  $Gl_{delayed}$ ,
- contribution directe des zones enneigées non englacées  $Sn_{direct}$ ,
- contribution directe des zones non enneigées et non englacées  $Rn_{direct}$ ,
- contribution retardée des sols dans les zones non englacées  $Soil_{delayed}$ .

Les variables de sortie du modèle (en  $mm$ ) utilisées pour le calcul des contributions sont les suivantes :

- lame d'eau atteignant la surface du sol (fonte de glace, fonte de neige et pluie nette) dans les zones englacées  $Runoff_{gl}$ ,
- lame d'eau atteignant la surface du sol (fonte de neige et pluie nette) dans les zones enneigées et non englacées  $Runoff_{snow}$ ,
- lame d'eau atteignant la surface du sol (pluie nette) dans les zones non englacées et non enneigées  $Runoff_{rain}$ ,
- contenu en eau des sols hors zones englacées  $Soil_{water}$ ,
- contenu en eau des sols dans les zones englacées qui représente le contenu en eau liquide des glaciers  $Gl_{water}$ ,
- évaporation des sols  $E_{Soil}$ ,
- évapotranspiration actuelle  $E_{Act}$ .

Les contributions sont calculées au pas de temps horaire puis agrégées aux pas de temps journalier, mensuel et annuel.

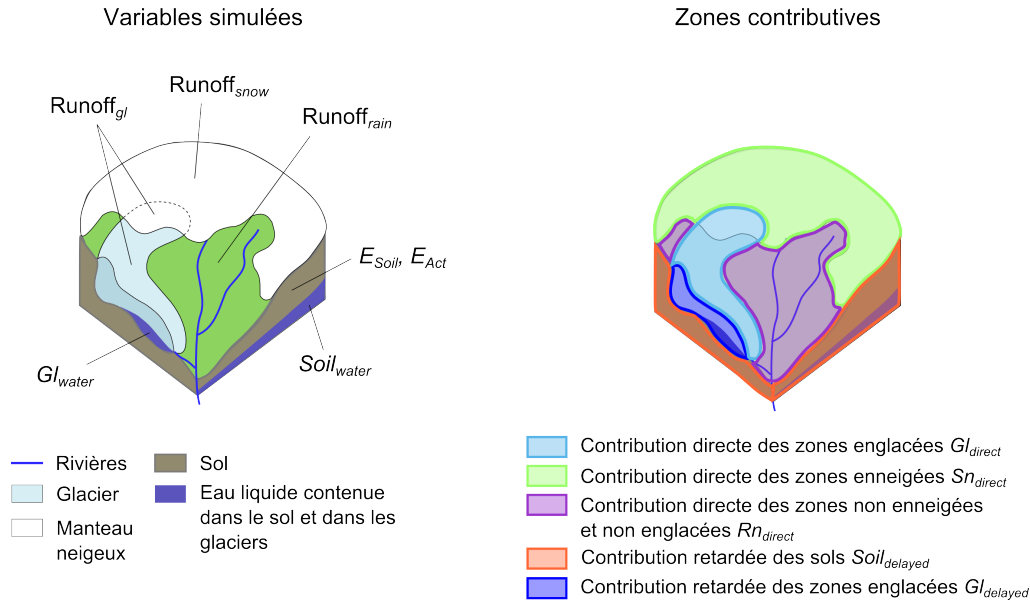


FIGURE D.6 – Variables utilisées pour le calcul des contributions hydrologiques et définition des zones contributives.

### Contributions des zones englacées

L'analyse de la variation du stock d'eau contenu dans les glaciers  $\Delta Gl_{water}$  pendant les heures sans production de ruissellement (ce qui est généralement le cas la nuit puisqu'il n'y a pas de fonte et peu de pluie) montre que le déstockage de l'eau liquide contenue dans les glaciers est constant à l'échelle d'une journée.

$Gl_{delayed}$  est alors calculé en faisant la moyenne journalière de  $\Delta Gl_{water}$  horaires négatifs (i.e. déstockage des glaciers).

L'écoulement direct provenant des zones englacées  $Gl_{direct}$  est calculé comme la différence entre la lame d'eau produite à la surface  $Runoff_{gl}$  et la lame d'eau infiltrée dans les glaciers  $Gl_{inf}$  :

$$Gl_{direct} = Runoff_{gl} - Gl_{inf} \quad (D.1)$$

avec

$$\begin{aligned} \Delta Gl_{water} &= Gl_{delayed} - Gl_{inf} \\ \text{donc } Gl_{inf} &= \Delta Gl_{water} + Gl_{delayed} \end{aligned} \quad (D.2)$$

### Contributions des zones non englacées

La contribution des sols  $Soil_{delayed}$  est calculée de la même manière que  $Gl_{delayed}$  sur les zones non englacées.

Pour calculer les écoulements directs des zones enneigées et non enneigées, l'infiltration est soustraite à la lame d'eau produite à la surface du sol. La zone enneigée change de superficie au cours de la simulation, c'est pourquoi l'infiltration dans le sol simulée ne peut pas être extraite indépendamment pour les zones enneigées et non enneigées. On considère alors que l'infiltration en zone enneigée et non enneigée est proportionnelle à la lame d'eau générée à la surface du sol dans chaque zone.

L'infiltration est calculée à partir du bilan de masse des sols en zones non englacées en prenant en compte les pertes par évapotranspiration. Dès lors, les contributions directes  $Sn_{direct}$  et  $Rn_{direct}$  sont obtenues à partir des équations :

$$Sn_{direct} = \left(1 - \frac{Soil_{inf}}{Runoff_{rain} + Runoff_{snow}}\right) Runoff_{snow} \quad (D.3)$$

$$Rn_{direct} = \left(1 - \frac{Soil_{inf}}{Runoff_{rain} + Runoff_{snow}}\right) Runoff_{rain} \quad (D.4)$$

avec l'infiltration dans les sols  $Soil_{inf}$  :

$$\begin{aligned} \Delta Soil_{water} &= Soil_{delayed} - Soil_{inf} - (E_{Soil} + E_{Act}) \\ \text{donc } Soil_{inf} &= \Delta Soil_{water} + Soil_{delayed} + E_{Soil} + E_{Act} \end{aligned} \quad (D.5)$$

### Temps de transfert

Un retard de 2 h est appliqué à la contribution directe  $Gl_{direct}$  et un retard de 1 h est appliqué aux contributions directes  $Sn_{direct}$  et  $Rn_{direct}$  pour prendre en compte les temps de transfert jusqu'à l'exutoire du bassin. Ces temps de transferts ont été ajustés pour que la somme des contributions horaires corresponde aux débits horaires simulés.

## E. Compléments sur l'étude du bassin de Phakding

### E.1. Données de précipitation et de description du bassin

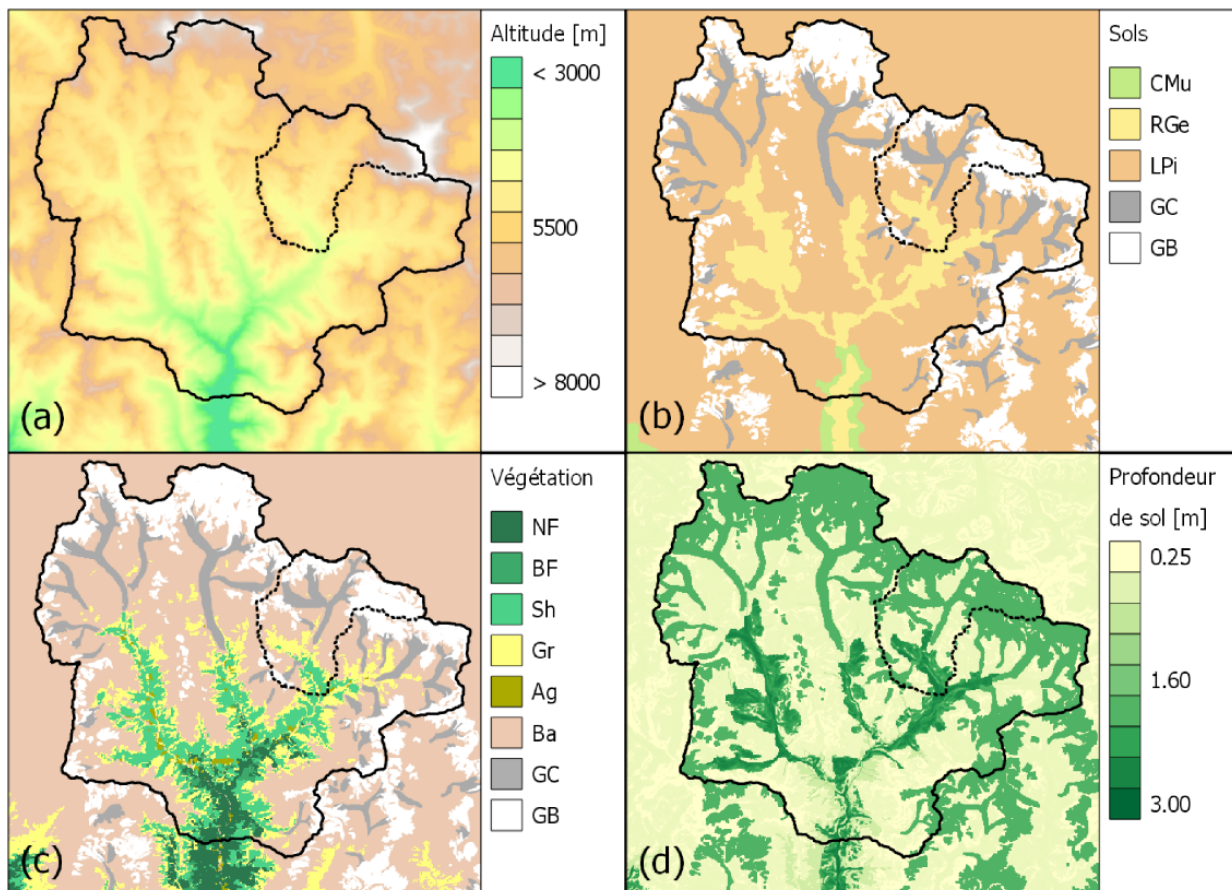


FIGURE E.7 – Données de description du bassin de Phakding (a) Modèle Numérique de Terrain ASTER (résolution 100x100m). (b) Carte des sols (SOTER) avec CMu pour Humic Cambisols, RGe pour Eutric Regosols et LPi pour Gelic Leptosols. La légende est la même que pour la table 2. (c) Carte de végétation avec NF pour résineux, BF pour feuillu, Sh pour végétation arbustive, Gr pour prairie, Ag pour zone cultivée, Ba pour terrain nu, GC pour glacier couvert et GB pour glacier blanc. (d) Carte de profondeur de sol. Source [SAINT SULPICE, 2017].

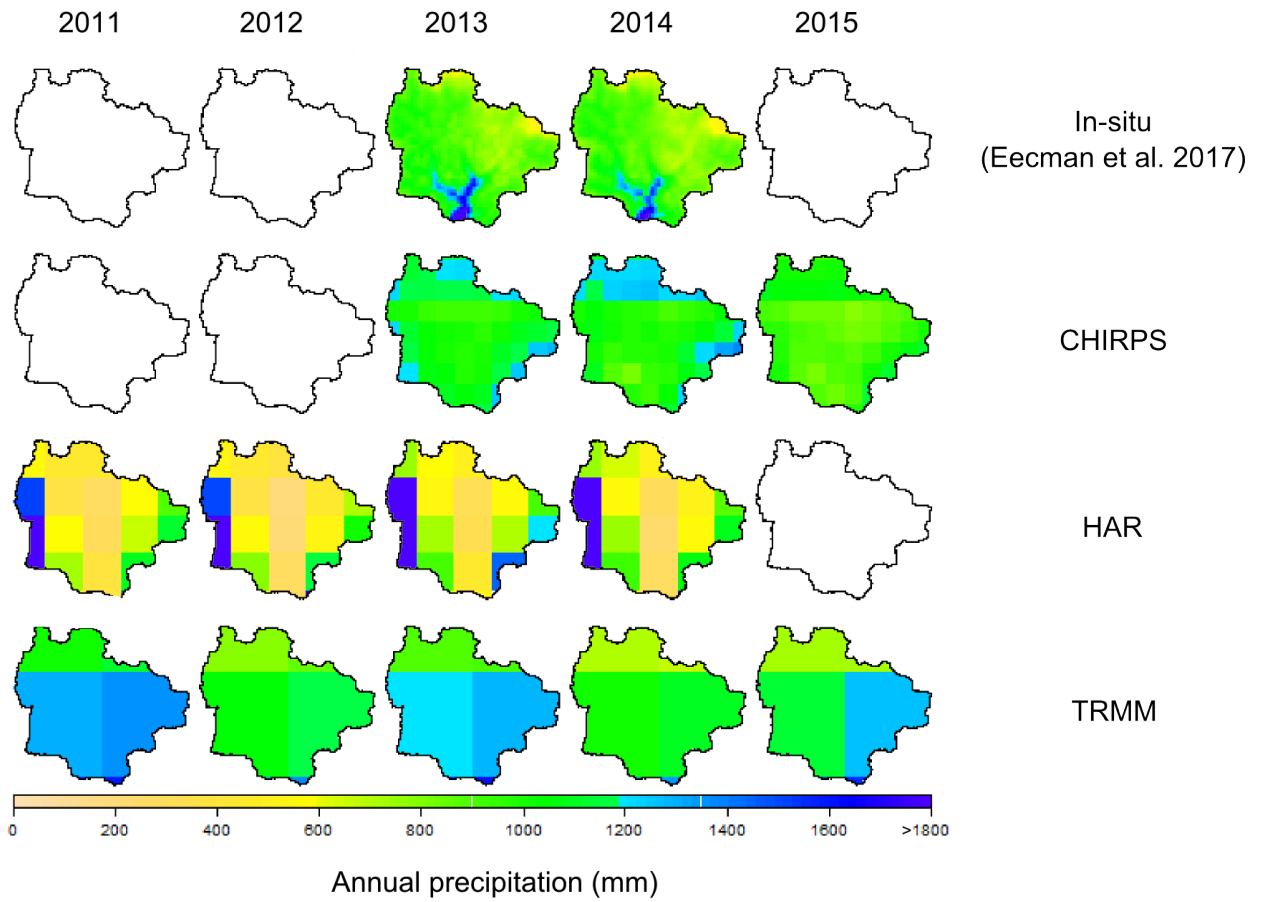


FIGURE E.8 – Précipitations annuelles sur le bassin de Phakding par année glaciologique pour les jeux de données de EECKMAN et al. [2017] (données in situ), CHIRPS, HAR et TRMM.

## E.2. Paramètres des simulations

Name	Unit	Value(s)
Vegetation type	-	Forest
Overstory Present	-	TRUE
Understory Present	-	TRUE
Impervious Fraction	-	0
Height	m	9 0.5
Maximum Resistance	s/m	5000 3000
Minimum Resistance	s/m	666.6 200
Moisture Threshold	-	0.33 0.13
Vapor Pressure Deficit	Pa	4000 4000
Rpc	-	10 10
Number of Root Zones	-	3
Root Zone Depths	m	0.10 0.25 0.40
Overstory Root Fraction	-	0.2 0.4 0.4
Understory Root Fraction	-	0.4 0.6 0
Overstory Monthly LAI	-	6.0
Understory Monthly LAI	-	3.0
Overstory Albedo	-	0.2
Understory Albedo	-	0.2

Tableau E.5 – Paramètres de végétation utilisés pour les classes de végétation "Needleleaved forest" et "Broad-leaved forest" sur le bassin de Phakding (issus de WIGMOSTA et al. [1994]). Les paramètres des autres classes de végétation et des classes de sol sont les mêmes que ceux utilisés pour le bassin de Pheriche.

### E.3. Résultats de simulation complémentaires

#### E.3.1. Variation mensuelle des contributions aux écoulements

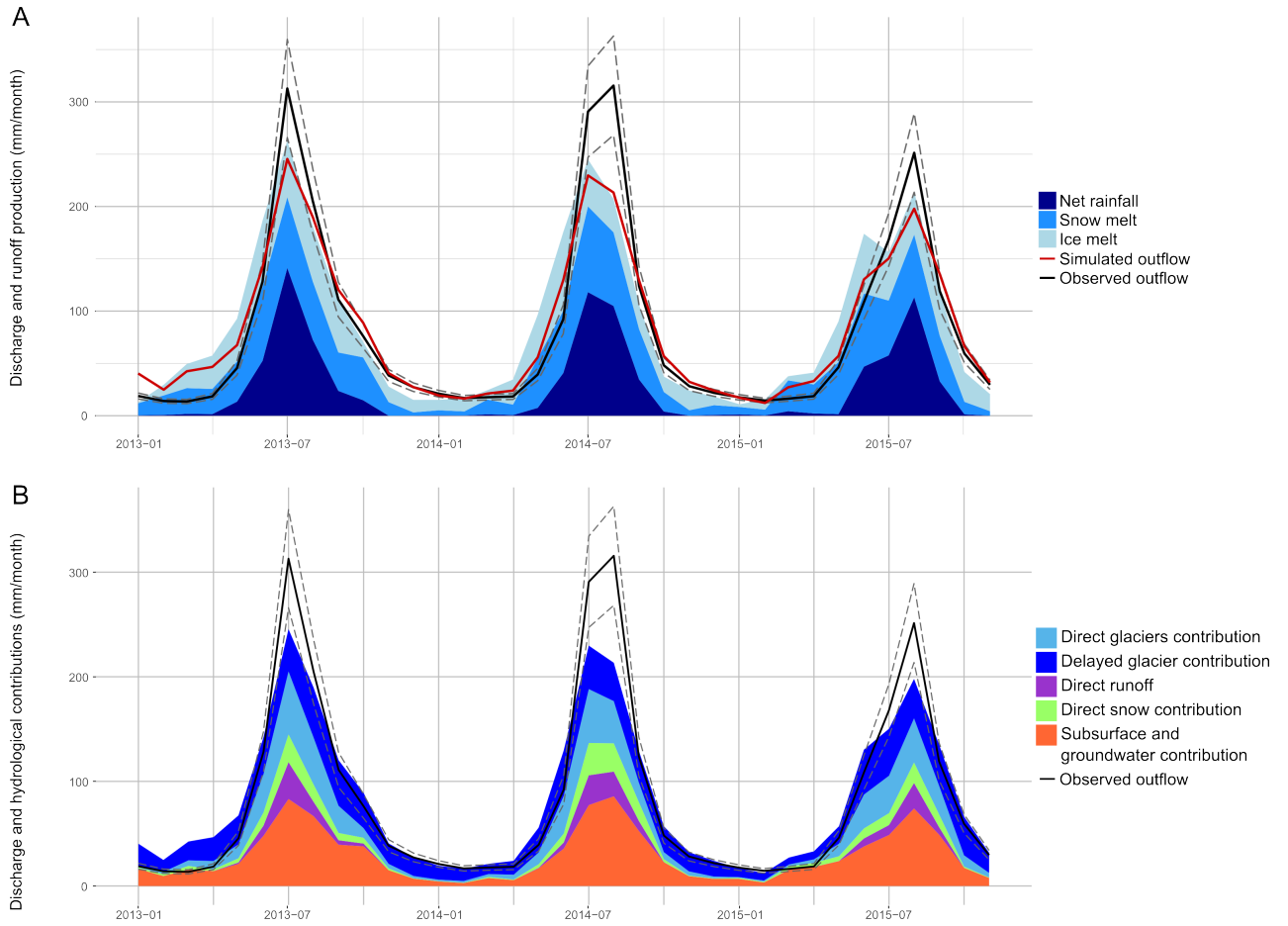


FIGURE E.9 – Contributions aux écoulements mensuelles simulées sur le bassin de Phakding pour les deux définitions de contributions et débit mensuel observé.

## E.3.2. Débits journaliers simulés à Phakding, Pheriche, Panboche et Dingboche

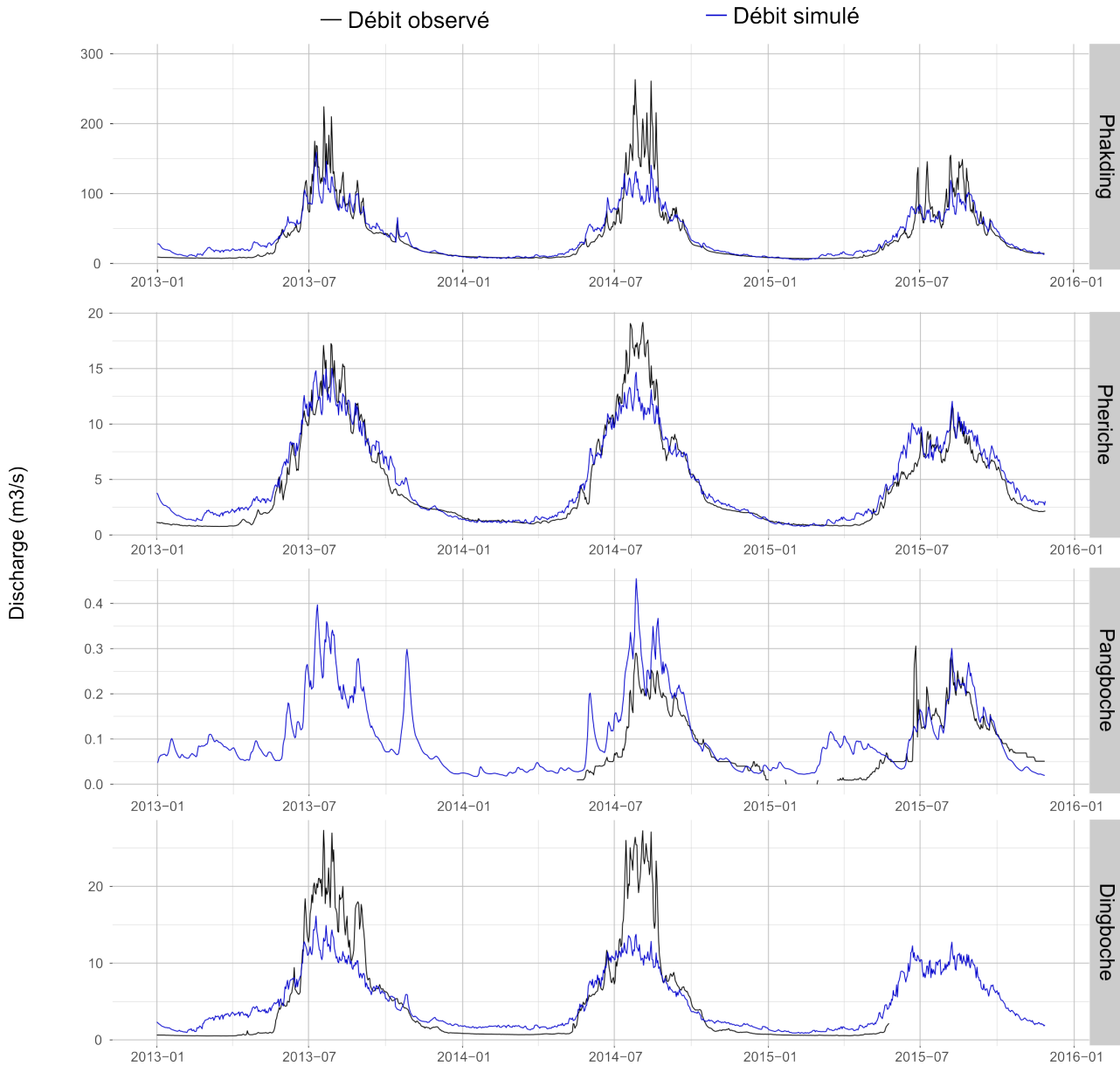


FIGURE E.10 – Débits journaliers simulés et observés aux stations de Phakding, Pheriche, Pangboche et Dingboche (cf emplacement des stations sur la Figure V.2)



